



Titre: Contribution à la modélisation hydrologique des zones de
pergélisol : développement d'une approche de liaison de module de
pergélisol pour le modèle GSSHA
Title:

Auteur: Fadoua Houssa
Author:

Date: 2015

Type: Mémoire ou thèse / Dissertation or Thesis

Référence: Houssa, F. (2015). Contribution à la modélisation hydrologique des zones de
pergélisol : développement d'une approche de liaison de module de pergélisol
pour le modèle GSSHA [Master's thesis, École Polytechnique de Montréal].
Citation: PolyPublie. <https://publications.polymtl.ca/2020/>

 **Document en libre accès dans PolyPublie**
Open Access document in PolyPublie

URL de PolyPublie: <https://publications.polymtl.ca/2020/>
PolyPublie URL:

**Directeurs de
recherche:** Musandji Fuamba, & Zoubir Bouazza
Advisors:

Programme: Génie civil
Program:

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

CONTRIBUTION À LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE DES ZONES DE
PERGÉLISOL : DÉVELOPPEMENT D'UNE APPROCHE DE LIAISON DE MODULE DE
PERGÉLISOL POUR LE MODÈLE GSSHA

FADOUA HOUSSA

DÉPARTEMENT DES GÉNIES CIVIL, GÉOLOGIQUE ET DES MINES

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

MÉMOIRE PRÉSENTÉ EN VUE DE L'OBTENTION
DU DIPLÔME DE MAÎTRISE ÈS SCIENCES APPLIQUÉES

(GÉNIE CIVIL)

DÉCEMBRE 2015

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Ce mémoire intitulé :

CONTRIBUTION À LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE DES ZONES DE
PERGÉLISOL : DÉVELOPPEMENT D'UNE APPROCHE DE LIAISON DE MODULE DE
PERGÉLISOL POUR LE MODÈLE GSSHA

présenté par : HOUSSA Fadoua

en vue de l'obtention du diplôme de : Maîtrise ès sciences appliquées

a été dûment accepté par le jury d'examen constitué de :

M. CHOUTEAU Michel, Ph. D., président

M. FUAMBA Musandji, Ph. D., membre et directeur de recherche

M. BOUAZZA Zoubir, Ph. D., membre et codirecteur de recherche

M. SEIDOU Ousmane, Ph. D., membre

DÉDICACE

À ma chère mère Malika Majdi

À ma sœur Hind Houssa

À mon frère Zakaria Houssa

À mon amie Amal Benkarim

À mon amie Lila Djaraouane

REMERCIEMENTS

Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à mon directeur de recherche, M. Musandji FUAMBA et mon codirecteur, M. Zoubir BOUAZZA, pour leurs encouragements, leur confiance et leur écoute. Je les remercie de m'avoir encadrée, orientée et aidée à trouver des solutions pour avancer. Je les remercie également pour leurs conseils judicieux.

Je souhaite remercier M. Tew-Fik MAHDI de m'avoir facilité l'accès à l'interface WMS.9.1 qui était d'une grande utilité pour la réalisation du présent projet.

Mes remerciements s'adressent ensuite aux membres de jury qui ont accepté d'évaluer ce travail.

Je remercie Essoyéké BATCHABANI pour son écoute active et esprit critique qui m'ont souvent aidé à voir les choses d'un autre angle de vue.

Je voudrais remercier tous mes collègues de Polytechnique, Aboudou SECK pour sa lecture du présent rapport, Mathieu ROY, Nicolas GÉHÉNIAT, Guillaume LAMOTHE, Saida MAAROUFI, Nadia HAJJOUT, Ismail OUCHEBRI, Said SAMIH, El Mahdi Lakhdissi, Anas SEBTI, Najib MHAMDI, Youssef BENTAIEBI, Mauricio CARVALLO ACEVES, Simon DESLAURIERS, Céleste IRAMBONA et Basile LAVOIE pour les moments partagés et tous les apprentissages effectués à travers nos discussions.

Je remercie également Mohamed Ilyasse RAZEM pour son soutien lors de mon départ du Maroc.

Je tiens à remercier les membres de la 'famille' que j'ai fondée au Canada, Amal BENKARIM, Lila DJAROUANE, Asmae RAKIB, Taha RHARRIT et Ouasim BENKARIM.

Enfin je remercie ma mère, ma sœur et mon frère de leur soutien inconditionnel et sans faille au long de mon parcours.

RÉSUMÉ

L'augmentation de la température de l'air accompagnant le réchauffement climatique conduira à une dégradation du pergélisol. En conséquence, l'épaisseur de la couche active devient importante. La couche active est la couche superficielle du sol qui est située au-dessus du pergélisol et qui subit des cycles de gel et de dégel à travers les saisons. Elle constitue une zone du sol où les processus hydrologiques tels que l'évaporation, l'infiltration et l'écoulement hypodermique se produisent. Durant la saison du gel, la couche active devient une couche de sol imperméable. Pendant la saison d'été, elle devient un réservoir de stockage des eaux infiltrées. Dépendamment du degré de dégradation de la zone de pergélisol, la variation de la profondeur du dégel de la couche active influence le régime d'écoulement des eaux au niveau du bassin versant. D'où l'importance de la prise en compte de la présence de la couche active lors d'une modélisation hydrologique en régions de pergélisol. Certains systèmes de modélisation hydrologique usuels tels que Mike-SHE (Bosson et al., 2013) ou GSSHA (Downer and Ogden, 2006) utilisent différentes approches pour intégrer l'épaisseur de la couche active dans l'évaluation du bilan hydrique d'un bassin versant situé dans une zone de pergélisol. La difficulté de la modélisation hydrologique d'une zone de pergélisol réside en : i) la présence d'échange de flux d'eaux et de chaleur dans le sol, ii) la présence de changement de phase de l'eau, iii) la variation spatio-temporelle des propriétés du sol et iv) les effets du couvert de neige et de végétation sur le réchauffement du pergélisol. Par ailleurs, les données telles que la teneur en eau et la température du sol ne sont généralement disponibles que d'une façon ponctuelle, entravant la modélisation hydrologique des bassins de pergélisol dont la superficie est importante. Finalement, il existe un manque de modèles hydrologiques usuels permettant d'effectuer une modélisation détaillée du pergélisol.

L'objectif principal du présent travail consiste à développer une approche de modélisation hydrologique réduisant le temps de simulation du comportement hydrologique des zones de pergélisol.

Pour atteindre l'objectif général du présent projet, une caractérisation du comportement hydrologique des zones de pergélisol a été menée. Ensuite, les approches de modélisation de l'évolution spatio-temporelle du gel/dégel de la couche active ont été analysées. De plus, les méthodes employées pour intégrer la profondeur du gel/dégel de la couche active ont été décrites.

Un algorithme de calcul de profondeur de gel/dégel du sol que nous avons dénommé GD-MAT (Gel Dégel-Matlab) est alors développé sur la base de l'algorithme unidirectionnel de Stefan (Woo et al., 2004). Cet algorithme fournit une estimation de la variation de la teneur en eau/glace du sol selon la profondeur et en fonction de l'avancement du front de gel/dégel. Cette aptitude permet de pallier le manque de disponibilité des teneurs du sol en eau mesurées à différentes profondeurs qui est nécessaire à l'algorithme de Stefan. GD-MAT est lié au GSSHA (Gridded Surface Subsurface Hydrological Analysis), modèle distribué à base physique de modélisation hydrologique, à travers la capacité maximale du modèle du réservoir souterrain conceptuel et la conductivité hydraulique à saturation du sol. L'approche résultant de cette liaison est alors dénommée PHA (Permafrost Hydrological Analysis). Il s'agit d'une technique permettant de lier un modèle hydrologique usuel à un modèle de simulation du gel/dégel du sol tout en réduisant le temps de calcul consommé par une modélisation hydrologique d'une zone de pergélisol.

L'algorithme GD-MAT a été appliqué à trois sites de pergélisol afin d'évaluer ses performances avant de l'incorporer dans l'approche PHA. Les trois sites de validation de GD-MAT ont été sélectionnés à partir des études de cas évaluées par Woo et al. (2004), notamment, le site 'Black Spruce', le site 'Aspen Forest' et le site 'White Pine'. L'approche PHA a été testée sur le bassin versant Wulik-amont, situé dans la zone de pergélisol continu de l'Alaska. Le bassin versant Wulik-amont est d'une superficie de 1893 km² caractérisé par un écoulement de surface important de 81% et une infiltration limitée à 15% environ des précipitations.

L'algorithme GD-MAT fournit des résultats de qualité moyenne dans le cas d'un sol de faible teneur en eau. En effet, l'erreur relative sur le domaine temps-profondeurs du gel/dégel simulé du site de 'White Pine' caractérisé par une teneur en eau maximale de 0,089 m³/m³ est de 49%. Toutefois, il tend à surestimer la profondeur maximale du gel du sol. L'approche PHA est à même d'effectuer une modélisation hydrologique en prenant en considération la variation de la profondeur du gel/dégel de la couche active, tout en consommant un temps de calcul relativement raisonnable. En effet, le temps de calcul consommé par une simulation du comportement hydrologique du bassin versant Wulik-amont pour la période s'étendant du 26 mai au 23 Septembre 2013 est de 21 minutes. Le maillage généré pour la zone d'étude est uniformément distribué avec une taille de cellule de 500 m x 500 m. La simulation est lancée sur une machine possédant deux processeurs de type Intel(R) Xeon(R) E5-2602 de vitesse de 2,00 GHz.

ABSTRACT

Rising air temperature accompanying climate change will lead to permafrost degradation. Accordingly, the thickness of the active layer will increase. Soil active layer represents an area where major components of the hydrological processes such as evaporation, infiltration and hypodermic flow occur. The active layer undergoes a freeze-thaw sequence through the seasons. During the frost season, it behaves like an impermeable soil layer. However, during the summer season, it becomes a storage for infiltrating water. Depending on the degree of degradation of the permafrost zone, the variation of thawing/freezing depth of the active layer influences the drainage patterns in the watershed. Hence, it is important to take into account the presence of the active layer in the hydrological modeling of a permafrost zone. Some common hydrological modeling systems such as Mike-SHE (Bosson et al., 2013) or GSSHA (Downer and Ogden, 2006) have implemented different approaches to integrate the thickness of the active layer in the assessment of the water balance of a watershed located in a permafrost zone. The major difficulties of the hydrological modeling of a permafrost zone are: the presence of water and heat exchange between the component of soil, the existence of water phase change in the soil layers, the spatial and temporal variation of soil properties and effects of snow cover and vegetation on permafrost warming. Furthermore, information on water content and soil temperature are usually available only locally, hampering hydrological modeling permafrost basins characterized by a large area. Finally, there is a lack of common hydrological models that allows performing a detailed modeling of permafrost behavior.

The main objective of this project is to develop a hydrological modeling tool that reduces significantly the simulation time of the hydrological behavior modeling of permafrost areas.

To achieve the overall objective of the project, a characterization of the hydrological behavior of permafrost areas is conducted. Then, an analysis of the modeling approaches used to simulate the spatiotemporal evolution of the active layer freezing and thawing was performed. Moreover, the methods previously used to integrate the freezing and thawing depths of the active layer in the assessment of the water balance of watersheds located in permafrost zone have been described. Furthermore, a permafrost module entitled GD-MAT (Gel Degel-Matlab) is developed on the basis of the unidirectional algorithm Stefan (Woo et al., 2004). This algorithm provides an estimation of the variation of the water/ice content of the ground depending on the depth and

according to the progress of the freezing / thawing front. This ability helps to overcome the lack of measured water content availability at different soil depths which is necessary to Stefan algorithm. GD-MAT is related to GSSHA, physically based distributed model of hydrological modeling, through the maximum capacity parameter of the conceptual groundwater model used for modeling the base flows and the saturated hydraulic conductivity of the soil. The resulting tool from this linkage is called PHA (Permafrost Hydrological Analysis). This is a convenient method for linking a common hydrological model to a model of freezing / thawing of the soil which helps to reduce the computing time consumed by a hydrological modeling of permafrost zone. GD-MAT is linked to the distributed GSSHA model of the hydrological modeling through the maximum capacity parameter of the conceptual groundwater model used for modeling the base flows.

GD-MAT module was applied to three permafrost sites. The three GD-MAT validation sites were selected on the basis of case studies evaluated by Woo et al. (2004), in particular, the site 'Black Spruce', the site Aspen Forest 'and the site' White Pine'. The PHA tool was tested on an upstream watershed of Wulik located in the continuous permafrost zone of Alaska. This watershed with an area of 1893 km² is mainly characterized by a high runoff coefficient and limited infiltration.

The GD-MAT algorithm provides medium-quality results in the case of soil characterized by low humidity. Indeed, the relative error on time-depth domain of simulated freezing/thawing fronts of 'White Pine' site which is characterized by a maximum water content of 0.089 m³/m³ is 49%. However, it tends to overestimate the maximum depth of soil freezing. The PHA approach is able to perform a hydrological modeling taking into account the variation of the depth of freezing / thawing of the active layer while consuming a relatively reasonable computation time. Indeed the computation time consumed by a hydrological simulation of the Wulik river upstream watershed for the period extending from May 26 to September 23, 2013 is 21 minutes. The mesh generated for the study area is uniformly square type, the cell size is 500 m by 500 m. The simulation is launched on a device with two Intel-based processors (R) Xeon (R) E5-2602 speed of 2.00 GHz.

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE.....	III
REMERCIEMENTS	IV
RÉSUMÉ.....	V
ABSTRACT.....	VII
TABLE DES MATIÈRES	IX
LISTE DES TABLEAUX.....	XIII
LISTE DES FIGURES.....	XV
LISTE DES SIGLES ET ABREVIATIONS	XIX
LISTE DES ANNEXES.....	XXI
CHAPITRE 1 INTRODUCTION.....	1
1.1 Mise en contexte et problématique	1
1.2 Objectifs de la recherche	2
1.2.1 Objectifs spécifiques :	2
1.2.2 Hypothèses scientifiques	2
1.3 Organisation du rapport.....	3
CHAPITRE 2 ARTICLE 1 : HYDROLOGICAL MODELING OF PERMAFROST AREAS: CRITICAL REVIEW OF LITTERATURE AND PERSPECTIVES.....	5
2.1 Introduction	5
2.2 Characteristics of permafrost hydrology	7
2.3 Hydrological modeling of permafrost areas.....	10
2.3.1 Hydrological models linked to permafrost models in a coupled approach	10
2.3.2 Hydrological models linked to permafrost models in a decoupled approach	14
2.4 Permafrost modeling approaches	17

2.4.1	Main approximate analytical models	22
2.4.2	Selection criteria for a permafrost model.....	26
2.5	Conclusion.....	31
CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE ET PRÉSENTATION DE L'ALGORITHME GD-MAT, DU MODÈLE HYDROLOGIQUE GSSHA ET DE L'APPROCHE PHA		32
3.1	Introduction	32
3.2	Description de l'algorithme de Stefan.....	33
3.3	Développement de l'algorithme GD-MAT.....	36
3.4	Description du modèle GSSHA (Gridded Surface Subsurface hydrologic Analysis) ..	43
3.4.1	Généralités.....	43
3.4.2	Simulation en continu à l'aide du GSSHA 6.1	47
3.4.3	Modélisation hydrologique à l'aide du GSSHA 6.1	56
3.4.4	Description de l'interface WMS (Watershed Modeling System)	57
3.5	Développement de l'approche PHA proposée pour la modélisation hydrologique des zones de pergélisol	57
3.6	Conclusion.....	63
CHAPITRE 4 VALIDATION DE L'ALGORITHME PROPOSÉ GD-MAT ET DESCRIPTION DU BASSIN VERSANT WULIK-AMONT		64
4.1	Introduction	64
4.2	Présentation des sites de validation de l'algorithme GD-MAT	65
4.3	Modélisation du gel et dégel du sol au niveau des trois sites de validation à l'aide de GD-MAT.....	66
4.4	Présentation du bassin versant amont de la rivière Wulik et des données disponibles..	76
4.4.1	Caractéristiques générales du bassin versant Wulik-amont	76
4.4.2	Hydrologie.....	80

4.4.3	Topographie et morphologie	82
4.4.4	Données d'occupation du sol et de texture du sol	85
4.4.5	Climatologie	87
4.4.6	Données pluviométriques	87
4.4.7	Données hydrométriques	93
4.4.8	Données de débits	95
4.4.9	Caractéristique du pergélisol au niveau du bassin versant Wulik-amont.....	95
4.5	Conclusion.....	99
CHAPITRE 5 APPLICATION DE L'APPROCHE PHA AU BASSIN VERSANT AMONT DE LA RIVIÈRE WULIK		100
5.1	Introduction	100
5.2	Préparation du modèle hydrologique GSSHA relatif au bassin versant Wulik-amont	100
5.2.1	Choix de la taille des grilles du maillage	100
5.2.2	Choix du pas de temps de calcul	104
5.2.3	Description des hypothèses de la simulation du comportement hydrologique du bassin versant Wulik-amont à l'aide de GSSHA	106
5.2.4	Analyse de sensibilité du coefficient de rugosité du Manning	109
5.2.5	Analyse de sensibilité du coefficient de rugosité du terrain R_t	111
5.2.6	Analyse de sensibilité de la conductivité hydraulique du sol	113
5.2.7	Analyse de sensibilité de l'épaisseur du sol actif (ESA).....	113
5.2.8	Analyse de sensibilité de la teneur en eau initiale du sol (SM)	114
5.2.9	Analyse de sensibilité de la capacité de stockage maximale de la zone d'écoulement rapide du réservoir conceptuel souterrain	115
5.3	Calibration du modèle hydrologique du bassin versant Wulik-amont établi à l'aide de GSSHA.....	115

5.3.1	Procédure de calibration.....	115
5.3.2	Résultats de la calibration	117
5.4	Validation du modèle hydrologique du bassin versant Wulik-amont établi à l'aide de GSSHA.....	122
5.5	Discussion des résultats de calibration et validation du modèle établi à l'aide du système GSSHA.....	124
5.6	Modélisation hydrologique du bassin versant Wulik-amont à l'aide de l'approche PHA	125
5.6.1	Description des hypothèses de modélisation à l'aide de PHA	125
5.6.2	Résultats de la simulation de la réponse hydrologique du bassin versant à l'aide de PHA	126
5.7	Conclusion.....	133
CHAPITRE 6 CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS.....		134
6.1	Contributions.....	136
6.1.1	Contributions à la recherche et au développement.....	136
6.1.2	Article soumis dans une revue	137
6.1.3	Présentation dans une conférence	137
6.1.4	Articles publiés dans une revue.....	137
6.2	Recommandation.....	138
RÉFÉRENCES.....		139
ANNEXES		145

LISTE DES TABLEAUX

Table 2-1 : Advantages and limitations of three families of permafrost models.....	20
Table 2-2 : Analysis of approximate analytical models for permafrost region.....	25
Tableau 3-1 : Principaux processus modélisés à l'aide de GSSHA et leurs techniques d'approximation	44
Tableau 3-2 : Techniques d'approximation des processus sélectionnés pour la modélisation hydrologique de la zone d'étude	48
Tableau 3-3 : Paramètres du modèle du réservoir souterrain conceptuel intégré au sein de GSSHA6.1.....	55
Tableau 4-1: Propriétés de sol des sites de validation (adapté de Woo 2004).....	65
Tableau 4-2: Erreurs relatives sur les temps-profondeurs des trois sites de validation de l'algorithme GD-MAT	69
Tableau 4-3: Dates de début du gel/dégel des trois sites de validation.....	70
Tableau 4-4: Récapitulatif des données collectées sur le bassin Wulik-amont	79
Tableau 4-5: Caractéristiques physiographiques du bassin versant amont Wulik estimées à l'aide de l'outil WMS 9.1	85
Tableau 5-1 : Étude de convergence du maillage proposé pour la simulation hydrologique du bassin versant Wulik-amont.....	102
Tableau 5-2: Valeurs des paramètres des modèles d'infiltration, d'évaporation et d'écoulement en surface sélectionnées pour la simulation hydrologique de base du bassin versant Wulik-amont.....	108
Tableau 5-3: Valeurs des paramètres du modèle du réservoir souterrain conceptuel.....	109
Tableau 5-4: Influence de la variation du coefficient de rugosité de Manning n_m sur le volume de ruissellement calculé, sur le NSE et sur le débit maximal de la période de simulation.....	110
Tableau 5-5: Influence de la variation de la rugosité du terrain R_i sur le volume de ruissellement calculé, sur le NSE et sur le débit maximal de la période de simulation	112

Tableau 5-6: Influence de la variation de la conductivité hydraulique K_s des tourbes sur les volumes d'eau infiltrée et ruisselée calculés à l'aide de GSSHA, sur le NSE et sur le débit maximal de la période de simulation	113
Tableau 5-7 : Influence de la variation de l'ESA sur l'estimation des volumes d'eau évaporée indirectement et drainée vers la zone saturée à l'aide de GSSHA	114
Tableau 5-8: Influence de la variation de la teneur en eau initiale des tourbes sur l'estimation des volumes d'eau évaporée indirectement, ruisselée et drainée vers la zone saturée à l'aide de GSSHA.....	114
Tableau 5-9: Analyse de sensibilité du paramètre FAST_MAX	115
Tableau 5-10: Bilan total de masse des composantes hydrologiques de surface relatif à la période de calibration	117
Tableau 5-11: Bilan total de masse de l'humidité du sol relatif à la période de calibration.....	118
Tableau 5-12: Résultats des indicateurs de performance de l'étape de calibration du modèle GSSHA.....	120
Tableau 5-13: Valeurs des paramètres hydrologique retenues après l'étape de calibration	122
Tableau 5-14: Bilan total de masse des composantes hydrologiques de surface relatif à la période validation.....	122
Tableau 5-15: Bilan total de masse de l'humidité du sol relatif à la période de validation.....	123
Tableau 5-16: Résultats des indicateurs de performance de l'étape de validation du modèle GSSHA.....	124
Tableau 5-17 : Propriétés des couches de sol utilisées pour la modélisation du gel/dégel de la couche active du bassin versant Wulik-amont	126
Tableau 5-18: Volume d'eau infiltrée et ruisselée estimés pour les deux simulations, avec et sans pergélisol, sur la période de 26 mai au 23 juillet	129
Tableau 6-1: Avantages et limites de l'approche PHA.....	136

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1 : Proposal schema for selecting a permafrost model	30
Figure 3.1: Algorithme GD-MAT de calcul de l'avancement du gel/dégel du sol ou de la couche active	40
Figure 3.2 : Procédure de calcul du gel.....	41
Figure 3.3 : Procédure de calcul du dégel	42
Figure 3.4 : Étapes nécessaires à une simulation hydrologique à l'aide de GSSHA 6.1	46
Figure 3.5 : Avancement du front d'humectation dans le sol modélisé à l'aide de GAR pendant la redistribution des eaux infiltrées (Ogden and Saghaian, 1997)	49
Figure 3.6 : Schéma explicite associé à la modélisation de l'écoulement dans les cours d'eau (Downer and Ogden, 2006).....	51
Figure 3.7 : Schéma du modèle du réservoir souterrain conceptuel (Follum and Downer, 2014).....	54
Figure 3.8 : Intrants et sorties de l'approche PHA proposée pour la modélisation hydrologique des zones de pergélisol	59
Figure 3.9 : Organigramme de l'approche PHA	60
Figure 4.1: Comparaison des fronts de gel et dégel simulés et observés au niveau du site 'Black Spruce Forest'	67
Figure 4.2: Comparaison des fronts de gel et dégel simulés et observés au niveau du site des 'White Pine'	68
Figure 4.3: Comparaison des fronts de gel et dégel simulés et observés au niveau du site de 'Aspen Forest'	69
Figure 4.4: Teneurs en glace (à droite) et en eau (à gauche) du sol estimées à l'aide de GD-MAT aux profondeurs suivantes : 5 cm (ligne bleue), 35 cm (ligne verte) et 65 cm (ligne rouge). a) désigne le site 'Black Spruce Forest', b) est le site 'White Pine' et c) représente le site 'Aspen Forest'	71
Figure 4.5: Teneurs en eau estimées et observé du site 'Black Spruce Forest'	73

Figure 4.6: Position de la ligne isotherme 0°C du site boréal d'Black Spruce Forest'. La partie supérieure de la figure montre les températures de sol (T) à différentes profondeurs.....	74
Figure 4.7: Profils de température dans le sol durant les journées de 24 et 28 décembre 1999 du site boréal d'Black Spruce Forest'	75
Figure 4.8: Profil de température dans le sol durant les journées de 15 et 25 mars 2000 du site boréal d'Black Spruce Forest'	75
Figure 4.9: Fronts de gel/dégel observés (point) et évalués (ligne) à l'aide de l'algorithme bidirectionnel de Stefan au niveau du site 'Black Spruce Forest'sur la période de septembre 1999 au mois d'août 2000. (Adapté de Woo et al., 2004).....	76
Figure 4.10: Situation géographique du bassin Wulik-amont, carte élaborée à l'aide de WMS. ..	77
Figure 4.11 : Vue du bassin versant Wulik-amont (Adaptée à partir de Google Earth 2015)	80
Figure 4.12: À gauche, une vue de la rivière Wulik durant juin	81
Figure 4.13: La fonte du pergélisol et la fonte des lentilles de glace ajoutent la turbidité de la rivière Wulik (Adaptée de <i>Permafrost Dynamics and Soil Carbon</i> , V.Romanovsky, 2007).81	
Figure 4.14:Vue aérienne de site de jaugeage sur la rive gauche de la rivière Wulik, du cotée de la branche Tutak près de Kivalina, Alaska le 7 Juin 2001 (Adaptée de (USGS, 2005))	82
Figure 4.15:Altitudes du bassin versant Wulik-amont (en mètres), carte élaborée à l'aide de WMS	83
Figure 4.16 : Physiographie du bassin versant Wulik-amont (Adaptée, Alaska division of geological and geophysical survey, 1982-1983).....	84
Figure 4.17: Principaux types de sol du bassin amont de la rivière Wulik	86
Figure 4.18: Normales de température à la station de météo Kivalina sur la période 1980-2010.87	
Figure 4.19: Équipement hydro-météorologique au niveau du bassin versant amont de la rivière Wulik.....	88
Figure 4.20: Localisation des stations météorologiques utilisées lors du traitement des données de précipitations	90

Figure 4.21: Comparaison des précipitations mensuelles de la station Red Dog Mine de 2010 à 2014 avec les normales mensuelles de précipitations au niveau de la station Kotzebue Wso Ap.....	90
Figure 4.22: Comparaison des précipitations mensuelles de la station Kivalina Airport de 2011 à 2014 avec les normales mensuelles de précipitations au niveau de la station Kotzebue	92
Figure 4.23: Comparaison des températures mensuelles de la période 2010-2013 avec les normales mensuelles de la station Kotzebue.....	94
Figure 4.24: Profil de sol au niveau du site Ikalukrok (Adapté à partir de (USDA, 2012))	96
Figure 4.25: Teneurs en eau mesurées du sol de l'année 2011 à différentes profondeurs au niveau du site Ikalukrok (http://www.wcc.nrcs.usda.gov/nwcc/view)	96
Figure 4.26: Températures mesurées du sol de l'année 2011 à différentes profondeurs au niveau du site Ikalukrok (http://www.wcc.nrcs.usda.gov/nwcc/view)	97
Figure 4.27: Comparaison de la variation des températures mesurées de l'air et celles du sol à une profondeur de 5,08 cm (http://www.wcc.nrcs.usda.gov/nwcc/view)	98
Figure 5.1: Hydrogrammes de crue calculés à l'aide de GSSHA en utilisant les maillages 1000m, 800m, 500m et 250m.....	103
Figure 5.2: Étude de convergence temporelle du modèle hydrologique du bassin versant Wulik-amont établi à l'aide de GSSHA.....	105
Figure 5.3 : Hydrogrammes de crue correspondant aux pas de temps 10s, 60s, 100s et 180s	106
Figure 5.4: Débits calculés selon des coefficients de rugosité de Manning (n_m) distincts à l'aide de GSSHA au niveau de l'exutoire de la zone d'étude pour la période du 13-08-2012 au 30-08-2012.....	111
Figure 5.5: Débits calculés selon des coefficients de rugosité de terrain (R_t) distincts à l'aide de GSSHA au niveau de l'exutoire de la zone d'étude pour la période du 13-08-2012 au 30-08-2012.....	112
Figure 5.6: Hydrogramme de crues du bassin versant Wulik-Amont résultant de la calibration du système GSSHA, juillet 2011- octobre 2012	118

Figure 5.7: Hydrogramme de crues du bassin versant Wulik-Amont résultant de la calibration du système GSSHA, juillet 2011- octobre 2011	119
Figure 5.8: Hydrogramme de crues du bassin versant Wulik-Amont résultant de la calibration du système GSSHA, décembre 2012- octobre 2012	119
Figure 5.9: Hydrogramme de crues du bassin versant Wulik-Amont résultant de la calibration du système GSSHA, août 2012	120
Figure 5.10: Résultats de la validation du modèle calibré à l'aide du système GSSHA	123
Figure 5.11: Profondeurs de gel/dégel estimées à l'aide de PHA, Wulik-amont	127
Figure 5.12: Hydrogrammes évalués avec et sans pergélisol, Wulik-amont	128
Figure 5.13: Hydrogrammes évalués avec et sans pergélisol pour la période s'étendant du 27 mai au 28 juillet 2013	128
Figure 5.14: Variation de la conductivité hydraulique à saturation du sol estimée à l'aide de PHA	130
Figure 5.15: FAST_MAX calculé à l'aide de PHA sur la période de mai à octobre 2013	130
Figure 5.16: Teneurs en eau simulés du sol (lignes discontinues) à l'aide de l'algorithme GD-MAT incorporé au niveau de l'approche PHA, teneurs en eau observées du sol (ligne continue), Wulik-amont	131
Figure A.1: Exemple de profil d'un sol multicouche	146

LISTE DES SIGLES ET ABREVIATIONS

ACRC	Alaska Climate Research Centre
ADE	Alternating Direction Explicit
ADE-PC	Alternating Direction Explicit with Prediction Correction
ASCII	American Standard Code for Information Interchange
CFG	Continuous Frozen Ground Index
CLM	Common Land Model
CPU	Central Processing Unit
CRHM	Cold Region Hydrologic Model
DEM	Digital Elevation Map
EnvM	Environmental Module
ERDC	U.S. Army Engineer Research and Development Center
ESA	Épaisseur du Sol Actif
ETA	Évapotranspiration Actuelle
ETP	Évapotranspiration Potentielle
	Capacité de stockage maximal de la zone d'écoulement rapide du
FAST_MAX	réservoir souterrain (mm)
GAR	Green and Ampt with Redistribution
GD-MAT	Gel Dégel-Matlab
GIEC	Groupe Intergouvernemental sur l'Évolution de Climat
GIPL	Geophysical Institute Permafrost Laboratory
GSSHA	Gridded Surface Subsurface Hydrological Analysis
HBV	Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning
HEC-HMS	Hydrologic Engineering Center- Hydrologic Modeling System
HRU	Homogeneous Hydrological response Unit
LLNL	Lawrence Livermore National Laboratory
MAAT	Mean Annual Air Temperature
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NRCS	Natural Resources Conservation Service

PHA	Permafrost Hydrological Analysis
RE	Richards Equation
RMSE	Root Mean Square Error
SAC-SMA	Sacramento Soil Moisture Accounting
SCE	Shuffled Complex Evolution
SHAW	Simultaneous Heat And Water
	Capacité de stockage maximal de la zone d'écoulement rapide du
SLOW_MAX	réservoir souterrain (mm)
TEM	Terrestrial Ecosystem Model
TTOP	Temperature at The Top Of Perennial frozen/unfrozen soil
U.S.	United States
USDA	United State Departement of Agriculture
USGS	United State Geological Survey
UZFWM	Upper zone free water capacity
WMS	Watershed Modeling System

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE A	VÉRIFICATION DE LA VALIDITÉ DE L'ÉQUATION DE STEFAN AUX SOLS HOMOGÈNES UNIQUEMENT.....	145
----------	---	-----

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

1.1 Mise en contexte et problématique

Le pergélisol occupe environ un quart de la surface du globe et couvre 22% des terres de l'hémisphère nord. Il correspond aux sols maintenus à une température inférieure à 0°C pendant deux années consécutives au moins (Dolnicki et al., 2013). Selon le rapport du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC, 2007) le réchauffement prévu du 21^{ème} siècle (~ 5°C) sera suffisant pour initier la dégradation du pergélisol dans de nombreuses régions nord-américaines. Par conséquent, l'augmentation de la profondeur du gel/dégel de la couche active influencera le régime d'écoulement des bassins versants situés dans une zone de pergélisol. D'où la nécessité d'adapter les modèles hydrologiques actuels afin de mieux caractériser le comportement hydrologique de ces zones. Pour ce faire, il s'avère intéressant de développer un module de calcul fiable de l'épaisseur de la couche active, représentant la profondeur du gel/dégel, qui devra être intégrée dans le modèle hydrologique approprié pour les régions de climat froid.

Étant donné que la dynamique du pergélisol est gouvernée par l'échange de flux de chaleur et d'eau entre ses différentes couches, l'évaluation des débits d'eau à l'exutoire des bassins versants consiste à résoudre simultanément les équations du bilan hydrique et du bilan d'énergie au niveau du pergélisol (Li et al., 2010; Lunardini, 1981; Xia, 1993). Pour ce faire, certains auteurs ont couplé un modèle hydrologique à un modèle de pergélisol. En effet, le module de pergélisol calcule la profondeur du gel/dégel; et celle-ci est renvoyée au modèle hydrologique afin qu'elle soit introduite dans l'équation du bilan hydrique (Hinzman and Kane, 1992; Xia, 1993).

La difficulté de la modélisation hydrologique du pergélisol réside dans la présence de changement de phase de l'eau, la variation spatio-temporelle des propriétés du sol et les effets du couvert de neige et de végétation sur le réchauffement du pergélisol (Lunardini, 1981; Woo, 2012). Dans ce sens, des méthodes de résolution numériques ont été utilisées pour déterminer la profondeur du gel/dégel (Hinzman et al., 1998; Marchenko et al., 2008). Bien que les méthodes numériques aboutissent à des résultats satisfaisants, elles sont coûteuses en temps de calcul et elles nécessitent de puissantes machines. Afin de remédier à l'utilisation des modèles numériques dans certaines conditions, des formules empiriques basées sur des corrélations entre la

température de l'air, les propriétés du sol et la profondeur de pergélisol ainsi que des approches analytiques approximatives fondées sur la simplification du problème d'échange de flux de chaleur et d'eau dans le sol pourraient être utilisées (Riseborough et al., 2008). Les méthodes empiriques nécessitent une base de données dense et ne peuvent généralement être appliquées qu'à l'échelle locale. Par contre, les approches analytiques approximatives sont caractérisées par leur simplicité. De plus, elles sont valides à l'échelle locale et régionale (Riseborough et al., 2008). Ainsi, coupler un modèle hydrologique à un modèle de calcul de l'épaisseur de la couche active basé sur une approche empirique ou analytique approximative constitue une bonne alternative. En effet, cela permet aussi bien de réduire le temps de simulation que prendre en compte la variation de certaines propriétés du sol telle que l'humidité.

1.2 Objectifs de la recherche

L'objectif général du présent travail de recherche est de développer un outil de modélisation hydrologique des régions nordiques qui intègre la dynamique du pergélisol et qui soit rapide en terme de temps de calcul.

1.2.1 Objectifs spécifiques :

- 1- Identifier les caractéristiques hydrologiques des zones de pergélisol
- 2- Établir les critères de choix d'un modèle de simulation du gel/dégel du sol.
- 3- Développer une approche de modélisation hydrologique adaptée aux zones de pergélisol

1.2.2 Hypothèses scientifiques

Hypothèse 1 : Le choix judicieux d'un modèle de pergélisol optimise les moyens nécessaires au calcul du gel/dégel du sol et améliore la recherche des résultats souhaités.

Originalité: jusqu'à présent, il n'existe pas de critères de choix d'un modèle de pergélisol (Bonnaventure and Lamoureux, 2013; Riseborough et al., 2008)

Réfutabilité : l'hypothèse sera réfutée si les critères ne sont pas aussi défendables pour qu'elles soient publiées dans un journal scientifique.

Hypothèse 2 : L'équation de Stefan permet de réduire le temps de simulation du gel/dégel du pergélisol.

Originalité: l'application de l'équation de Stefan dans le calcul de la profondeur du gel/dégel du sol n'a pas fait l'objet d'une étude hydrologique antérieure à l'échelle d'un bassin versant situé dans une zones de pergélisol (Marchenko et al., 2008; Sazonova and Romanovsky, 2003).

Réfutabilité : l'hypothèse sera réfutée si le temps de calcul dépasse deux jours et demi. Cette limite est mise en place en se référant aux deux études de cas de modélisation hydrologiques effectuées pour les bassins versants appelés 'Little Washita' et 'Central Oklahoma'. Dans le premier cas, la simulation hydrologique a duré deux jours et demi et pour le deuxième, quatre jours environ (Maxwell et al., 2006).

Hypothèse 3 : Un modèle hydrologique simulant l'écoulement des eaux de surface et souterraines ainsi que les échanges en eau entre les deux domaines, couplé à un modèle de pergélisol basé sur une méthode analytique approximative, prend en compte la variation de la profondeur du gel/dégel de la couche active dans l'évaluation de la contribution des eaux souterraines dans les débits des cours d'eau.

Réfutabilité: l'hypothèse sera réfutée si la forme de l'hydrogramme et les débits de pointe évalués à l'aide de cette approche sont similaires à ceux estimés, en négligeant la présence de la couche active.

1.3 Organisation du rapport

Le présent mémoire est composé de six chapitres, à savoir :

- Le chapitre 1 met dans un premier temps en contexte la problématique de la dynamique du pergélisol, ensuite il présente l'objectif général du travail de la recherche, les objectifs spécifiques et les hypothèses scientifiques effectuées pour la réalisation du présent projet.
- Le chapitre 2 est une revue critique de la littérature portant sur la modélisation hydrologique des zones de pergélisol. Cette revue bibliographique comporte trois parties : la première présente l'hydrologie des zones de pergélisol, la deuxième décrit les outils et les approches de modélisation hydrologique employés pour la simulation de la réponse des zones de pergélisol, et la troisième présente les approches utilisées pour la modélisation du gel/dégel du sol, en particulier de la couche active.

- Le chapitre 3 comprend une description de la méthodologie du travail ainsi qu'une présentation des outils de modélisation sélectionnés lors du présent projet. Il présente également l'approche proposée pour atteindre l'objectif général de la recherche.
- Le chapitre 4 consiste en une justification de l'utilisation de trois études de cas traitées dans la présente recherche ainsi que les résultats de validation de l'algorithme GD-MAT.
- Le chapitre 5 présente la préparation, la calibration et la validation du modèle hydrologique de la zone d'étude préparé à l'aide de GSSHA 6.1. Il présente également les résultats de l'application de l'approche proposée pour intégrer la variation de l'épaisseur de la couche active au niveau du calcul du bilan hydrique de la zone d'étude.
- Le chapitre 6 présente une discussion générale et une conclusion mettant en évidence les limites de l'approche proposée et suggérant des recommandations.

CHAPITRE 2 ARTICLE 1 : HYDROLOGICAL MODELING OF PERMAFROST AREAS: CRITICAL REVIEW OF LITTERATURE AND PERSPECTIVES

Abstract

Climate change will have a significant impact on the hydrology of cold regions due to the dynamic of the permafrost layer that comes with these changes. Modeling adequately these dynamics becomes more and more a great concern. Hydrological modeling of permafrost has seen an outstanding progress since the end of the 20th century. Progress still remains to be made in this direction to improve the computation time while preserving an acceptable level of accuracy. The present paper provides a critical analysis of the most used permafrost modeling approaches and models developed for the simulation of hydrological processes in permafrost areas. A series of selection criteria is suggested as a support tool in the process of choosing a proper permafrost model. The analysis of existing models shows that linking a hydrological model to a permafrost model in a coupled approach leads to a more accurate representation of permafrost hydrology.

Key words: Permafrost, hydrological modeling, active layer

2.1 Introduction

Permafrost is the type of soil maintained at a temperature below 0 ° C for at least two consecutive years (Dolnicki et al., 2013). It occupies about one quarter of the globe (Anisimov and Nelson, 1996; Nelson et al., 2002). Permafrost covers 22% of the land at the northern hemisphere (Woo, 2012). It is present in cold climate regions including Arctic, Antarctic, and in some mountain areas. A permafrost zone mainly consists of three layers. The upper part is the active layer. It undergoes a seasonal freeze-thaw according to temperature variations. Below lies the horizon of permafrost which is permanently frozen. Finally, the base is formed by a soil layer which does not undergo freezing, despite the low or negative temperatures that can be reached. The characteristics of permafrost, especially the active layer thickness, vary with climate conditions. Based on the spatial continuity of the permafrost horizon, two main types of permafrost area are

distinguished: the continuous and discontinuous permafrost. The continuous permafrost accounts for 90% of permafrost (Woo, 2012). The IPCC report (Stocker et al., 2013) asserts that towards the end of this century, the decrease in the extent of permafrost areas may reach 81%. Consequently, the hydrology of cold climate regions would be affected by this change (Schaefer et al., 2012). Indeed, permafrost degradation leads to an increase in the thickness of the active layer where major hydrological processes occur. Thus, it is important to take into account the presence of permafrost in a hydrological modeling. The variation of active layer thickness through seasons may either increase or decrease the water flow rate at the outlet. Nevertheless, few usual hydrological models represent in detail the hydrological processes of a watershed located in a permafrost area. They reproduce the conditions characterizing cold climate regions by adjusting some hydrological parameters affecting infiltration and storage capacity of the watershed. For example, the hydrological model GSSHA (Gridded Surface Subsurface Hydrologic Analysis) takes into account only the presence of frozen soil by calculating a parameter which depends on the air temperature and indicates whether the active layer is in a state of freezing or thawing in order to properly estimate the infiltration. However, in permafrost zone, the active layer acts as an impermeable layer during the winter season, but becomes a water storage tank in the summer (Hinzman and Kane, 1992; Woo, 2012; Woo, 1986; Yi et al., 2009).

An appropriate hydrologic modeling consists of simultaneously solving heat transfer and migration of moisture in the soil equations. Many couplings of hydrological models to permafrost models have been made to consider the permafrost in the calculation of the water balance of a watershed (Flerchinger, 2000; Fox, 1992; Hinzman et al., 1998; Hinzman and Kane, 1992; Yi et al., 2009). However, the use of a permafrost model based on the numerical resolution of the conduction equation requires significant computation time and powerful computing machines especially if it demands a high degree of accuracy of results through a fine discretization of the soil column (Mölders and Romanovsky, 2006). Indeed, in a study of hydrological modeling of the watershed on the Kuparuk river, where the hydrological model HBV was linked to a permafrost model solving conduction equation by the finite element method, Hinzman et al (1998) used 64 parallel processors on the ARSC Cray T3D for a simulation period of 109 days with 1 day time step and 26656 nodes on 1 km spacing. Another example of the heaviness of computation time of numerical modeling is highlighted through the 3D modeling of surface and subsurface water exchanges at the Little Washita watershed and Central Oklahoma

performed by Maxwell et al. (2006). In this study the groundwater ParFlow model was coupled with the landsurface model CLM as a single column model. the Central Oklahoma watershed was represented with 128x88 surface nodes at 1km resolution and 40 vertical cells at 0,5 m resolution. The Little Washita catchment was represented with 128x88 surface nodes at 350 m resolution and 392 vertical cells at 0,5 m resolution. The central Oklahoma simulation takes about 60 hours to run one year at hourly time steps using 32 processors of Intel Xeon 3,02Ghz CPU type. However, the Little Washita hydrological modeling was run on 170 processors of a LLNL institutional machine (2.6GHz) and took about 100 hours to simulate one year at hourly time steps (Maxwell et al., 2006). Furthermore, the calculation time increases extremely when using a distributed hydrological model employing mesh representation of the study area applied at a large scale (Bowling et al., 2008).

Thus, the challenge of permafrost hydrological modeling is to develop a compromise between the accuracy of the simulation of the hydrological behavior of permafrost and the time consumed by the model, so that it can be used on usual calculation machines.

The present paper is a critical review of the progress of freeze / thaw modeling and hydrological modeling of permafrost. In order to achieve this goal , an analysis of the characteristics of permafrost hydrology is carried out in a first step. Then a critical review of hydrological modeling approaches developed for the simulation of permafrost areas is provided. Finally, the families of models used for permafrost modeling are presented with the advantages and disadvantages of each one. A particular emphasis is made on the approximate analytical models and a set of criteria is proposed to guide in the process of selecting an adapted permafrost model.

2.2 Characteristics of permafrost hydrology

The hydrology of permafrost regions is essentially characterized by the accumulation of snow on the soil surface and the formation of ice in the ground. Consequently, changes in the flow of water and the hydrological behavior of watersheds with cold climate have been observed (Hinzman and Kane, 1992; Lunardini, 1981; Woo, 2012). Indeed, the presence of ice in the pores of soil and ice lenses within the active layer slows the infiltration rate and prevents efficient recharging of deep groundwater. In addition, during thawing season, the active layer constitutes a water storage tank, thereby increasing the water retention capacity (Hinzman and Kane, 1992;

Woo, 1986). Moreover, snow cover contributes to the glaciation of hypodermic water and therefore delays the surface runoff (Woo, 2012).

The development of permafrost and its characteristics such as the active layer thickness, the continuity of permafrost or the presence of ice depend on various factors. Woo (2012) enumerates seven parameters influencing the occurrence of permafrost with the main ones being the location and topography of the area. Indeed, these two factors influence the climate and therefore permafrost. For example, on coastal areas at the Arctic, marine effect tends to soften the climate preventing the formation of permafrost. Other parameters such as snow cover, vegetation and soil type affect the mechanism of heat transfer in soil and determine the formation of permafrost. During the winter, snow protects the soil against the heat dissipation and delays soil warming in the spring. During the summer, a dense crop canopy shelters the ground from sunlight so that the warming of the soil is moderate. Furthermore, the thermal properties of the ground govern the rate of heat dissipation through the soil. Woo (2012) also mentioned other factors influencing the occurrence of permafrost namely the proximity of wetlands, fires and geothermal activity. The three elements tend to warm permafrost by transmitting large amounts of heat.

The hydrological cycle of permafrost goes through three periods: the freezing period, the period of melting snow, and the summer period (Hinzman et al., 1998; Woo, 2012). The freezing period, which lasts for a period of 6 to 10 months, is characterized by the progressive freezing of the active layer and the accumulation of snow on the surface. Indeed, since the surface temperature is cold, the freezing front advances from the surface to the permafrost table. In addition, a freezing front advances from of the active layer bottom to the surface because of the thermal gradient between the two horizons (Romanovsky and Osterkamp, 1997; Woo, 1986). The freezing front progress depends on four factors which are the snow cover thickness, the soil composition, the soil moisture and the presence of lateral flow. The influence of the first two factors on the progress of freezing front is related to the parameter of thermal conductivity. In the case of low thermal conductivities, snow cover and the upper ground act as a thermal insulator. Furthermore, the presence of water in the soil promotes the development of ice within the active layer. Thus, the temperature of the active layer increases due to the latent heat during the passage from a liquid state to a solid state. Therefore, the progress of the freezing front is slowed. Moreover, the lateral flows bring heat convected from a source nearby, preventing cooling the active layer.

The freeze period is also characterized by the migration of moisture from the wet area of the active layer to the unsaturated zone. Indeed, a hydraulic gradient is created between the two zones due to the formation of ice in the pores of the unsaturated portion where the temperature is 0°C (Guymon, 1975; Woo, 2012). Thus, at the end of the winter season, the freezing front progress becomes maximum; the active layer acquires a minimum water content and acts as an impermeable layer (Hinzman and Kane, 1992; Woo, 2012). The spring season characterized by snowmelt is a transition between the two periods of winter and summer. In fact during the spring, the snow stored along the winter on the soil surface is exposed to sunlight for long periods. Therefore, the two processes of sublimation and snowmelt are initiated. Part of the liquid water can infiltrate through the active layer where it refreezes due to a temperature below 0°C . Also, basal ice is formed at the interface of snow cover / ground surface derived from the refreezing of snow melt water when in contact with soil surface (Woo, 2012). During this season, the presence of ice at the surface or in the ground reduces infiltration rate of snow melt water (Gray et al., 1985; Gray et al., 2001). Moreover, the change of phase of infiltrated water into ice tends to increase the temperature of the active layer (Zhao and Gray, 1997). Thus, the beginning of the thaw of the active layer coincides with the total disappearance of the snow cover (Woo, 1986). Runoff from snowmelt begins when the infiltration reaches the stage of equilibrium. The end of the spring season is essentially marked by the complete melting of snow cover generating runoff, early thaw of the active layer and the increase of the water content of the active layer. Generally the period of snowmelt extends over a period of a few weeks (Woo, 2012; Woo, 1986).

Finally, the summer season marking the end of the annual hydrological cycle usually occurs in June or July and lasts for a period of about two months (Woo, 2012). Summer is a key stage in water rooting of the cold regions, because the majority of hydrological processes occur during this period (Hinzman and Kane, 1992). First, increasing the temperature of the ground surface allows for the active layer to acquire a large heat flux. Consequently the thawing front advances gradually towards the active layer bottom. The advance of thaw depends mainly on soil properties and its water and ice content (Ming-ko and Zhaojun, 1996; Woo, 1986). At the same time, a part of rainfall water infiltrates into the ground accompanied with a transfer of heat to the ground so that the thawing process is accelerated. Hence the water content of the active layer increases. A second part of the water evaporates through the water surface, bare ground and vegetation (Woo, 2012). Then, surface runoff occurs when the active layer is completely

saturated with water (Woo, 1986). It should be noted that the storage capacity increases with thaw active layer thickness. During the summer season, thawing of the active layer and moisture reach their maximum values.

Thus, the hydrological behavior of permafrost areas is relatively complicated because it is governed not only by water transfer between watershed components, but also by heat transfer which controls the snowmelting and freezing-thawing of the active layer. Therefore, hydrological modeling of permafrost areas is mainly based on resolving simultaneously water balance and energy balance equations.

2.3 Hydrological modeling of permafrost areas

Hydrological modeling constructs a simplified mathematical representation of the real flow of water within a watershed to anticipate its hydrological response. It mainly involves the following components: surface runoff, groundwater flow and water quality (Singh et al., 2002). In regions with cold climate, hydrological modeling of permafrost areas experienced a prominent progress since the 1990s. In fact, the importance of changes in hydrological processes in the presence of permafrost has prompted scientists to integrate the calculation of freezing / thawing of the active layer in the evaluation of the water balance. Hydrological permafrost models are based on different approaches with different complexity degrees. Two approaches have usually been adopted to address the issue of hydrological modeling of permafrost. The first method is decoupled approach in which the determination of freeze / thaw of the active layer is performed separately from the calculations of water balance. In fact, in this case, active layer thickness is introduced as a modeling parameter of the hydrological simulation (Hinzman and Kane, 1992). The second method is called coupled approach which solves simultaneous equations governing heat transfer and water flow through ground components (Flerchinger and Saxton, 1989; Yi et al., 2009).

2.3.1 Hydrological models linked to permafrost models in a coupled approach

The Fox (1992) model

In 1992, Fox modified the hydrological model HYFOR (Fox, 1976) so that the calculation of active layer thickness is incorporated in the assessment of the water balance. Following a daily

time step, Fox model (1992) simulates the main hydrological processes including: snowmelt, evapotranspiration, infiltration and subsurface flow through a vertical column of soil. Permafrost modeling is performed using an algorithm proposed by Jumukis (1977) as the solution of Stefan problem. Indeed, Jumukis model constitutes the starting point of the bidirectional Stefan-algorithm proposed by Woo (2004). The linkage between the hydrological model and Jumukis's algorithm (1977) is done in two ways: 1) the effect of soil moisture on the thermal conductivity and the volumetric latent heat of fusion and 2) the effect of the ice content on the infiltration and water migration in the vertical column of soil. After estimating the freeze / thaw of the active layer for each day, an update of the moisture and ice contents is performed at each soil horizon. Then the revaluation of the freeze / thaw of the active layer and the calculation of the water balance of the column are set for the following day. The sensitivity analysis of the model showed that the parameters influencing Fox model (1992) are: snow cover depth and timing, snow cover of the top, air temperature, organic layer thickness and soil properties (Fox, 1992; Xia, 1993). The strength of the Fox model (1992) lies in its ability to couple permafrost modeling in the evaluation of water balance so that the effect of each process on the other will be considered. Nevertheless, the use of the Jumukis's algorithm (1977) does not allow taking into account the advancement of frost front from active layer bottom to the surface.

SHAW model (Flerchinger, 2000)

The SHAW model (Simultaneous Heat And Water) was developed to model permafrost dynamics (Flerchinger and Saxton, 1989). It is a one-dimensional model allowing the simulation of exchanges of water and heat between the canopy, snow cover, residue and the ground. Also Shaw is able to model the transport of pollutants through a vertical column of soil (Flerchinger, 2000). Operation of SHAW model follows three main steps. At first, the heat transfer and water exchange equations are established for each compartment. They are then simultaneously solved to determine the general temperature profile and the global distribution of moisture in the study domain. For this purpose, the equations describing the heat transfer and water migration are expressed in the implicit finite difference method and solved using the iterative Newton-Raphson approach. Then, infiltrate water is quantified using the Green-and-Ampt method. Finally, an update of the soil temperature and moisture content is carried out to account for the heat and the water introduced by infiltration in ground.

Freezing/thawing soil layer is mainly described by equations (1) and (2) :

$$\frac{\partial \theta_l}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho_l} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] + \frac{1}{\rho_l} \frac{\partial q_v}{\partial z} + U \quad 2-1$$

Where θ_l is the volumetric fraction of water ($m^3 m^{-3}$), θ_i the volumetric fraction of ice ($m^3 m^{-3}$), ρ_l and ρ_i densities of water and ice (kg / m^3), k the unsaturated hydraulic conductivity (m / s), ψ the soil matric potential (m), q_v the vapor flux ($kg / m^2.s$) and U the source term of water ($m^3 / m^3.s$).

$$C_s \frac{\partial T}{\partial t} - \rho_i L_f \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k_s \frac{\partial T}{\partial z} \right] - \rho_l c_l \frac{\partial q_l T}{\partial z} - L_v \left(\frac{\partial q_v}{\partial z} + \frac{\partial \rho_v}{\partial t} \right) \quad 2-2$$

Where C_s and T are volumetric heat capacity ($J / m^3.C$) and temperature ($^{\circ}C$) of the ground; L_f and L_v the latent heat of fusion and vaporization (J / Kg) respectively; c_l the heat capacity of water ($J / Kg.C$); k_s the thermal conductivity of the ground ($W / m.C$); q_v and q_l vapor flux ($Kg / m^2.s$) and water flux (m / s); and ρ_v is vapor density (Kg / m^3).

Equation (1) expresses the variation of ice and water content based on water and vapor quantities available in the soil layer and the water source term which can be sometimes extracted with roots (Flerchinger, 2000).

Equation (2) describes the energy balance of the soil layer associated with a phase change. Indeed, going from the left to the right, the second term represents the latent heat required for water freezing, and then the heat flow transported by conduction and convection are described respectively by the fourth and the fifth term of the equation. Finally, the last term reflects the latent heat required for evaporation of water in the soil layer. The performance of SHAW model in simulating the exchanges of water and energy through a vertical column of soil was demonstrated in several studies (Li et al., 2013). In fact, the use of simultaneous simulation of water exchanges and heat transfers gives a better approximation of the hydrological behavior of the active layer. In addition, the SHAW model accurately treats the variety of vegetation type and its impact on the hydrology of the studied area. However, Shaw is a Soil-Vegetation-Atmosphere (SVAT) model which does not integrate an essential part of the water path namely the generation

of surface runoff. Thus, the use of this model to perform a modeling of the hydrological behavior of a watershed located in the permafrost zone requires a linkage of SHAW to a usual hydrological model.

TEM model (Terrestrial Ecosystem Model 2009)

TEM model describes dynamics governing carbon and nitrogen through the terrestrial ecosystem components, including air, soil and vegetation (Raich et al., 1991; Yi et al., 2009; Yi et al., 2014). In order to integrate hydrological processes and heat exchange in the TEM model, Yi et al (2009) developed a module called EnvM (Environmental module) for hydrological simulation of permafrost by considering the active layer freeze / thaw in the evaluation of water balance. The bidirectional Stefan algorithm (Woo et al., 2004) was used to determine the progress of frost front within the active layer. In addition, the N-factor method (Riseborough et al., 2008) was used to estimate the temperature of the ground surface or the snow cover surface from the air temperature. The consideration of active layer freeze / thawing in the water balance is ensured by three points: 1) the runoff evaluation taking into account the position of the hydrostatic level of the groundwater; 2) the determination of the base flow by considering the state of freeze / thaw of the underground soil layers; and 3) the regular updating of moisture. The sensitivity analysis of EnvM demonstrated that the major parameters influencing the model are: the air temperature during summer season, the organic layer thickness and the minimum thermal conductivity of the ground. The strength of this module is the fact that parameters determining the freezing / thawing of the active layer, including soil moisture, are updated at each time step before applying the Stefan-algorithm. Hence, the dynamics of soil moisture in the active layer is better represented. However, the use of Richard's equation to describe the movement of water in the soil and the numerical resolution by finite difference of heat transfer equation requires a large computation time and would need the use of powerful computing machines. Although TEM is not a hydrological model, it was deemed interesting to present it to demonstrate the effectiveness of the Stefan solution to model the spatiotemporal evolution of the thickness of the active layer and adequately represent exchanges flux of heat and moisture in the soil components.

GSSHA model coupling to GIPL2 model (2013)

GSSHA is a physical distributed hydrological model simulating the different components of the water flow such as evapotranspiration, infiltration, groundwater flow, surface runoff and

snowmelt (Downer and Ogden, 2004; Downer et al., 2008). GSSHA can be run either as a command line or from the GIS environment of Watershed Modeling System (WMS). The strength of this model lies in its ability to simultaneously simulate the flow of surface waters and groundwater flow (Kampf and Burges, 2007). GIPL2 is a numerical model which solves the Stefan problem with phase change (Marchenko et al., 2008). It is based on the resolution of the 1-D quasi-linear conductive heat equation. The required GIPL2 input data are: climate data, snow cover, soil thermal properties, lithological data and vegetative cover. The main purpose of coupling GSSHA model with GIPL2 model is to simulate interactive effects of frozen soil and hydrological dynamics in permafrost watersheds (Pradhan et al., 2013). GSSHA is coupled to GIPLE2 via soil moisture and soil temperature computation. In fact, GSSHA provides soil moisture profiles updated for GIPL2 to adjust thermal properties and GIPL2 provides soil temperatures updates to GSSHA to adjust soil hydraulic conductivity (Pradhan et al., 2013). GSSHA coupling to GIPLE2 was applied to a test case representing Alaskan woodland and tundra ecosystem sites in permafrost active regions. The study stated the increase in the storage capacity of the study area accompanied by an increase in peak flows and lower base flows (Pradhan et al., 2013). Although GSSHA coupled to GIPL 2 have shown that effect of soil thermal properties obtained from GIPL2 play a significant role in the GSSHA hydrological dynamics and vice versa, it requires modeling unsaturated zone using Richard's equation. However, Richards' equation is a partial differential equation that must be solved numerically. Hence it consumes heavy computation time especially for long-term simulation of large watersheds. In order to overcome the computation cost issues, it would be useful to couple GSSHA to an approximate analytical model to provide the user with a simple way to perform a hydrological modeling under permafrost conditions.

2.3.2 Hydrological models linked to permafrost models in a decoupled approach

Hinzman and Kane model (1992)

To assess climate change impact on the hydrological behavior of a watershed located in Arctic Alaska, Hinzman and Kane (1992) have linked the hydrological model HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning) to a permafrost model solving conduction equation with phase change by the finite element method (Kane et al., 1991). Four parameters were evaluated in the

case of possible permafrost degradation: the timing of snowmelt, soil moisture, evapotranspiration and runoff. The HBV model is a conceptual hydrological model, developed to perform long-term hydrological simulations. It has 41 parameters of which 15 are determined by calibration. HBV simulates different hydrological components occurred in the areas with cold climates, including snowmelt, soil moisture and runoff generation. The linkage between the permafrost model and HBV model follows a decoupled approach. In fact, active layer thickness is calculated using the first model, then the retention capacity is evaluated and introduced in the hydrological model. Thus, there is no explicit interaction between both models. Hinzman model (1992) is characterized by its simple construction regarding the type of link between the hydrological model and the permafrost. However, the separate calibration of each model must be accompanied by a calibration of the global model to better evaluate the reliability of results.

GSSHA model (Gridded Surface Subsurface Hydrologic Analysis)

GSSHA version currently available to the user do not provide a module for modeling the thermal behavior of soil. However, starting from version 6.1, the GSSHA model takes into account the presence of frozen soil through the calculation of a parameter named CFGI (Continuous Frozen Ground Index). This index was developed by the National Weather Service Northwest River Forecast Center. It uses the air temperature and the snow cover thickness to determine the state of freezing or thawing ground. The frost state is characterized by an index of CGFI greater than a threshold value (default 83.0) and in this case, the infiltration is null (Downer et al., 2008; McCarty Jr, 2013). The incorporation of freeze / thaw of the active layer in the water balance through CFGI index is found to be a simple method to represent the interaction between permafrost and hydrological processes. Indeed, not only infiltration ceases during the freeze period, but also the storage capacity of the active layer increases towards the end of summer. In this sense, a coupling of GSSHA to the numerical permafrost model GIPL 2 (Geophysical Institute Permafrost Laboratory model) was performed to simulate the effect of soil moisture on the heat exchange between soil components and interaction of the active layer with hydrological processes (Pradhan et al., 2013).

MIKE SHE

MIKE SHE (Borah and Bera, 2003; Kampf and Burges, 2007) belongs to the European Hydrological System, SHE. It is a comprehensive, distributed, and physically based model

simulating water, sediment and water quality in 2-D overland grids, 1-D channels, 1-D unsaturated and 2-D saturated groundwater. MIKE SHE is able to perform single-event and long-term simulations (Borah and Bera, 2003). The reproduction of the conditions of the hydrological behavior of permafrost areas within MIKE SHE is performed by adjusting certain hydraulic parameters affecting infiltration and surface runoff (Bosson et al., 2012; Bosson et al., 2013). The hydrological year is divided into seven parts to approach the gradual shift from freeze-back season to summer period. The seven parts include two freezing period, one frozen period, three thawing period and an active period during the summer. From the first freezing period till the active period, hydraulic conductivity, infiltration capacity and Manning coefficient are step-wise changed in order to mimic the permafrost areas conditions. Hence, the infiltration is reduced and the surface water is immobilized through the first three periods (Bosson et al., 2013). However, during the active period, values of hydraulic conductivities of the active layer, taliks and unfrozen layers are similar to those under temperate climate conditions. In addition, hydraulic conductivity of permafrost layer is set at a low value for all seven periods (Bosson et al., 2013).

CRHM (Cold Region Hydrologic Model)

CRHM is a platform composed of physically based modules used for water pathways process modeling (Quinton and Baltzer, 2013). Pomeroy et al. (2007) provided a detailed description of CRHM system. Performing a hydrologic modeling using CRHM requires that the watershed will be subdivided into a set of homogeneous hydrological response units (HRU). Water routing between HRUs is carried via varying pathways, such as overland flow (Pomeroy et al., 2007). The main advantage of this model lies in its ability to offer panoply of models to use for modeling each component of the cold regions hydrological processes. Hence, depending on the study area characteristics, the user can link modules to develop an appropriate model to reproduce the specific hydrological behavior of the watershed. The main hydrological process modeled using CRHM are snow transport, snowmelt, evaporation, infiltration and flow. CRHM takes into account the presence of frozen soil by 1) adapting the infiltration routines to the frozen soil conditions and 2) assessing the soil moisture available for subsurface drainage depending on the soil depth thaw. The infiltration module of frozen soil is enabled to start when snow melt water exceeds a threshold value of 5mm (Pomeroy et al., 2007). This module is based on Gray's expression for frozen soil infiltration during the spring snowmelt period (Granger et al., 1984; Gray et al., 1985). The amount of infiltrated water depends on the initial soil infiltration category.

Soil infiltration category characterizes the infiltration potential of frozen soils. Granger et al. (1984) have distinguished three soil infiltration categories, namely: restricted, limited and unlimited (Pomeroy et al., 2007). However, the model uses the normal unfrozen soil infiltration routines whenever meltwater amount becomes less than the threshold value. The subsurface drainage is simulated using flow modules. Under frozen soil condition, depth of thaw is determined by using an equilibrium equation of phase change. Then, thaw depth is introduced in the estimation of depth of water standing on the HRU frost table which is equal to the sum of water available for subsurface drainage. This depth constitutes the soil moisture tension which is used for assessing the soil moisture available for subsurface drainage.

As can be seen, in order to conduct a hydrological modeling of a watershed located in a permafrost zone, the user must couple the selected hydrological model to a permafrost model. In this way the active layer thickness variation will be integrated in the evaluation of the water balance of the study area. In case the user does not want to go through the coupling method, he could select either GSSHA or MIKE SHE to perform a hydrological modeling on a watershed scale. However, these models do not adequately consider the existence of permafrost or seasonally active layer freezing-thawing during the assessment of water balance of a permafrost area which has significant effect on the amount of runoff generated at the outlet of the basin. In fact, applying GSSHA coupled with GIPL2 to a case study representing Alaskan conditions have shown that peak discharge and runoff volume have increased for simulation taking into account the permafrost in comparison to the result with permafrost-free simulation (Pradhan et al., 2013). Furthermore, a hydrologic modeling study was conducted by U.S. Department of Commerce of NOAA on seven river basins located in Minnesota, in United States. In this study, two scenarios were performed: the first one didn't take into account the presence of frozen ground in the estimation of streamflow while the second one did. A reduction of 0.91% to 7.09 % in the daily flow root mean square errors (RMSE) was observed depending on the basin. The RMSE were evaluated over a period of 25-40 years (Koren et al., 2011).

2.4 Permafrost modeling approaches

Permafrost modeling consists in determining the spatio-temporal variation of the temperature profile and the freeze / thaw thickness of the active layer (Anisimov and Nelson, 1997; Changwei

and Gough, 2013; Hinzman and Kane, 1992; Marchenko et al., 2008; Ming-ko Woo, 2006; Nelson, 1986; Riseborough et al., 2008; Romanovsky and Osterkamp, 1997; Woo, 1986; Woo et al., 2004). Since the freeze / thaw of the active layer is governed by the dynamics of heat transfer and moisture migration between the different ground components, an accurate modeling of these phenomena consists in solving simultaneously the heat transfer equation (2-3) and the equation governing the movement of water in the soil (2-4) (Woo, 2012). These two equations assume an unidimensional transitional regime along the z axis, a conductive heat transfer only and a phase change of water from the liquid state to the solid state. In order to resolve the equations (3) and (4), a moisture characteristic equation relating suction head to volumetric fraction of water such as the relation proposed by Brooks and Corey (1966) could be used (Flerchinger, 2000) (2-5).

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K_T \frac{\partial T}{\partial z} \right) = C_T \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) - L_f \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \quad 2-3$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K_w \left(\frac{\partial \theta_w}{\partial z} \right) \left(\frac{\partial \psi}{\partial \theta_w} \right) \right) = \frac{\partial \theta_w}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \quad 2-4$$

$$\psi = \psi_e \left(\frac{\theta_w}{\theta_s} \right)^{-b} \quad 2-5$$

In the equations (3) and (4), T refers to the ground temperature ($^{\circ}C$); ψ the soil matric potential (m); θ_i and θ_w the volumetric fraction of ice and water (m^3 / m^3) respectively; K_T and K_w the thermal conductivity ($W / m.C$) and hydraulic conductivity (m / s) respectively; C_T the volumetric heat capacity of the soil-ice-water-mixture ($J / m^3.C$); ρ_i and ρ_w the densities of ice and water (kg / m^3) respectively; L_f the latent heat of fusion (J / kg); ψ_e the air entry potential (m); θ_s the saturated water content and b a pore size distribution parameter.

Solving these equations simultaneously requires the use of numerical resolution methods, which consumes significant computation time and involves multiple parameters. Thus, the difficulty of permafrost modeling resides in three elements : 1) the presence of the phase change of water as represented by the third term of equation (3); 2) the heterogeneity of soil properties making it highly nonlinear equations; and 3) taking into account the effects of snow cover and vegetation on permafrost warming (Flerchinger, 2000; Lunardini, 1981; Woo, 2012). Several approaches were developed for the determination of freezing / thawing of the active layer. These approaches are characterized by their different degrees of complexity. Three families of models are distinguished: 1) empirical- statistics models, 2) approximate analytical models and 3) numerical techniques employed to solve more complex problems (Hoelzle et al., 2001; Lunardini, 1981; Riseborough et al., 2008). Table 2-1 summarizes the principle, advantages and limitations of the three families of permafrost models.

Table 2-1 : Advantages and limitations of three families of permafrost models

Approach	Principle	Advantages	Limitations
▪ Empiric-statistic	Relation between the presence of permafrost and the parameters influencing its occurrence	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Simplicity ▪ Reliability on a local spatial scale 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Need to a dense data base ▪ Lack of precision on a global spatial scale
▪ Approximate analytical	Conceptual model based on a simplification of the theory of heat transfer	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Simplicity ▪ Precision ▪ Flexibility of spatial scale 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Homogeneity of ground properties ▪ Neglect of unfrozen water
▪ Numerical	Numerical resolution of the equation of heat transfer (Finite element or finite differences)	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Precision ▪ Flexibility of spatial and temporal scale ▪ Heterogeneity of ground properties ▪ Ground moisture 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Importance of computing time

Empirical-statistical models are based on formulas relating the presence of permafrost to some measurable parameters influencing its occurrence, including climate and topography. These models provide a simple approach for determining the presence or absence of permafrost. Indeed, by using statistics, these models relate the measured data of air temperature, solar radiation or slope of the land to the occurrence of permafrost. The application of these models on a local scale is reliable, although it requires a dense measured database and a re-calibration for each studied permafrost data (Hoelzle et al., 2001; Riseborough et al., 2008; Zhang et al., 2005).

Approximate analytical models are approximations of the analytical solution of the problem of heat transfer in a porous medium associated with a phase change. To achieve this goal, simplifications have been made to the theory of heat exchange such as the adoption of a quasi-static approach (Lunardini, 1981; Ming-ko Woo, 2006; Romanovsky and Osterkamp, 1997; Sazonova et al., 2004; Woo et al., 2004). A quasi-static approach allows quantifying the energy required for the phase change of a given quantity. The particularity of this method stems from the fact that it supposes that the interface ice/water moves slowly in the direction of freezing front advancement. Consequently, the moving interface will not exert a major influence upon the temperature field during short time. (Bird et al., 2007; Lunardini, 1981). Approximate analytical models lead to plausible results, although their scopes are limited to certain conditions such as the spatial variation of soil moisture and the heterogeneity of soil properties. Many comparative studies between the approximate analytical models and numerical techniques have concluded that the two types of approaches reach to similar results (Sazonova and Romanovsky, 2003; Zhang et al., 2005).

Numerical techniques are based on solving highly nonlinear equations governing the heat exchange between the various permafrost system components namely: the atmosphere, the surface, the active layer, permafrost and Talik (Hinzman et al., 1998; Hinzman and Kane, 1992; Sergei Marchenko 2008). The advantage of numerical approach resides in the fact that it is based on a theoretical formulation. However, the importance of computational time consumed by these tools and the large number of parameters used, complicates the permafrost model and makes it difficult to use. Thus, the coupling of an approximate analytical model of permafrost with a hydrological model is an effective approach for hydrological modeling of permafrost. Indeed, an approximate analytical permafrost model reduces the computational time, employs a limited

number of parameters, provides the use in different spatio-temporal scales and leads to satisfactory results.

2.4.1 Main approximate analytical models

Several approximate analytical models have been developed to determine the thickness of active layer freeze / thaw. Table 2-2 shows a classification of these models, which are discussed in the following subsections.

Stefan Solution

Stefan Solution was used at first to estimate the thickness of ice formed in the lake, then it was used to model the freezing and thawing of frozen soil (Jumikis, 1977). The Stefan Solution is an approximate solution to the Stefan problem based on the application of quasi-static approach to a semi-infinite region with phase change to determine the progress of the freezing front and deduce the thickness of the frozen layer. This method neglects the heat transfer by convection and takes into account the latent heat only (Lunardini, 1981; Riseborough et al., 2008; Woo, 2012). In addition, the approximation of Stefan is usually related to the introduction of the concept of Degree-day (or freezing index) expressing the ratio between the duration of freeze / thaw and the difference between the daily temperature of the ground surface and the solidification temperature of water (0°C). Based on Jumikis-algorithm (Jumikis, 1977)Woo and al (2004) proposed a bidirectional algorithm to apply the Stefan solution to a multilayered domain assuming ground heterogeneity (Ming-ko Woo, 2006; Woo et al., 2004). However, Changwei and Gough (2013) have limited the validity of the Stefan algorithm to homogeneous ground and proposed XG-algorithm which constitutes an adaptation of Stefan model to multilayered areas (Changwei and Gough, 2013). The use of Stefan solution is common and usually led to plausible results (Ming-ko Woo, 2006; Woo, 2012; Woo et al., 2004; Yi et al., 2009). Moreover, models from the solution of the Stefan problem are mostly characterized by their simplicity of application and the use of a small number of parameters (Changwei and Gough, 2013).

Kudryavtsev model

The Kudryavtsev model is based on the theory of propagation of the temperature in a periodic regime and transient state. This approach allows estimating the annual maximum thaw of the active layer and the annual average temperature at the active layer bottom. It is based on three

assumptions: 1) the soil is homogeneous; 2) the propagation of the temperature is given on a periodic quasi-static state; and 3) the fraction of unfrozen water is neglected (Riseborough et al., 2008; Romanovsky and Osterkamp, 1997; Sazonova and Romanovsky, 2003). The Kudryavstev formula takes into account sensible heat in addition to latent heat (Bonnaventure and Lamoureux, 2013).

Frost number

The Frost number is a dimensionless ratio of degree-days for the determination of the presence or absence of permafrost. It is a simple approach based on the annual temperature profile and taking into account the effect of some factors on the occurrence of permafrost such as snow cover and vegetation. Indeed, the frost number consists in comparing degree-days available for freezing and thawing of the active layer: a frost number of zero indicates an absence of freezing while a frost number equal to one signifies the presence of permafrost. Some authors have concluded that frost number is an adequate approach for representing the potential distribution of permafrost (Anisimov and Nelson, 1997; Nelson and Outcalt, 1987). Nelson et al. (1987) distinguished two kinds of frost number: surface frost number and Stefan frost number. The first takes into consideration the influence of parameters related to the ground surface on the distribution of permafrost namely climate and snow cover while the second adds the influence of ground thermal properties.

TTOP model (Temperature at the Top Of Perennial frozen/unfrozen soil)

The TTOP model is an equilibrium model used to determine the annual average temperature at the top of permafrost corresponding to the active layer bottom (Smith and Riseborough, 1996). This method uses the N-factor characterizing the effect of snow cover and vegetation on the propagation of the air temperature toward the ground surface to evaluate the surface offset. Climate indices at the ground surface associated to thermal conductivity ratio of the active layer are used to evaluate the thermal offset. Surface offset characterizes the shift of air temperature to the ground temperature surface and thermal offset represents the shift of ground temperature to the TTOP. Hence, TTOP can be expressed as the sum of air temperature, the surface offsets and the thermal offsets (2-6)(Bevington, 2015). Numerous tables of N-factor values are shown in the literature (Lunardini, 1981). However, their accuracy is of a medium reliability. the TTOP model

identifies correctly the presence or absence of permafrost on a regional scale (Riseborough et al., 2008; Wright et al., 2003).

$$T_{TOP} = MAAT + \text{Surface Offset} + \text{Thermal Offset} \quad 2-6$$

Where MAAT is the mean annual air temperature.

Table 2-2 : Analysis of approximate analytical models for permafrost region

Model	Simplifying assumptions	Specifications	Parameters	Formulation
Stefan solution (Changwei and Gough, 2013; Jumikis, 1977; Lunardini, 1981; Woo et al., 2004)	<ul style="list-style-type: none"> - Heat gain or loss is through conduction - Sensible heat is negligible - Temperature profile is linear in the frozen zone - Frozen ground temperature is 0°C 	<ul style="list-style-type: none"> -Bidirectional -Daily time step -Regional and global spatial scale -Effect of snow cover -Effect of vegetation 	<ul style="list-style-type: none"> - Thermal conductivity - Ground temperature - ground moisture 	$\Delta z_f = \sqrt{\frac{2k_f T \Delta t}{\lambda \theta_z}}$
Kudryavtsev (Romanovsky and Osterkamp, 1997; Sazonova and Romanovsky, 2003)	<ul style="list-style-type: none"> - Annual temperature is approximated by the first harmonic of Fourier series - Heat gain or loss is through conduction 	<ul style="list-style-type: none"> -Annual time step -Regional and global spatial scale -Effect of snow cover -Effect of vegetation 	<ul style="list-style-type: none"> - Thermal conductivity - Heat capacity - Average annual ground temperature 	$Z = Z^* \sqrt{\frac{k_t P}{\pi C_t}}$
Frost number (Nelson, 1986)	-	<ul style="list-style-type: none"> - Annual time step -Effect of snow cover -Effect of vegetation -Regional spatial scale 	<ul style="list-style-type: none"> - Degree-Days 	$F = \frac{DD_f^{1/2}}{DD_f^{1/2} + DD_t^{1/2}}$
TTOP (Wright, Duchesne et al. 2003)	-	<ul style="list-style-type: none"> -Annual time step -Regional spatial scale -Effect of snow cover -Effect of vegetation 	<ul style="list-style-type: none"> - Thermal conductivity - Degree-day - Surface freezing/thawing n-factor 	$TTOP = \frac{\frac{k_t}{k_f} (n_t \cdot DD_t - n_f \cdot DD_f)}{P}$

k_f and k_t are thermal conductivities of frozen and thawed ground ($J / m.s.K$), θ_z is volumetric fraction of water at depth z (m^3 / m^3), λ is volumetric latent heat of fusion (J / m^3), Δt is time step, C_t is volumetric heat capacity of thawing ($J / m^3.K$), P is a period of time (one year), DD_f and DD_t are degree-days of freezing and thawing ($^{\circ}k - j$), n_f and n_t are N-factors of freeze and thaw, Z^* is a solution of a quadratic equation (Romanovsky and Osterkamp, 1997), F is frost number.

2.4.2 Selection criteria for a permafrost model

During a permafrost modeling, the choice of the most suitable model is a key step. Indeed, it is pointless to employ a robust model for modeling a permafrost area requiring moderate tools (Kampf and Burges, 2007). Thus, the establishment of a set of selection criteria helps the user to save the computational time as well as optimize the energy used to reach his goal. Based on the classification of permafrost models proposed by Riseborough et al (2008), the selection of a permafrost model depends on several factors such as i) the simulation purpose, ii) the spatial scale, iii) the temporal scale, iv) the availability of data and v) the time consumed by simulation. The literature review shows that the permafrost modeling is primarily based on three objectives: i) mapping permafrost, ii) hydrological simulation of permafrost areas and iii) assessing the impact of climate change on permafrost (Anisimov and Nelson, 1997; Anisimov and Nelson, 1996; Changwei and Gough, 2013; Flerchinger, 2000; Fox, 1976; Hinzman et al., 1998; Hinzman and Kane, 1992; Kane et al., 1991; Nelson and Outcalt, 1987; Nelson, 1986; Xia, 1993; Yi et al., 2009). Mapping consists in delimiting permafrost areas by verifying its presence or absence in the study area. Hydrological modeling of permafrost areas involves the evaluation of water balance on a watershed scale. Assessing the impact of climate change includes the analysis of permafrost degradation in the case of a possible rise in temperature.

The influence of factors that determine the characteristics of permafrost varies depending on the spatial and temporal scale. Indeed, climate constitutes the main parameter governing the occurrence of permafrost on a large scale or in the case of a long-term simulation. But, on a small scale, or on short-term simulation conditions, permafrost is mainly dominated by the effect of soil properties, snow cover and vegetation (Hoelzle et al., 2001; Pan et al., 2014). Thus, the selection of permafrost model must consider the variability of the spatial and temporal scale. For example, it is recommended to opt for an approximate analytical model like Kudryavtsev model or a numerical approach during an evaluation of climate change impacts on permafrost. For instance the application of Kudryavtsev model in Eastern Siberia as part of GIPL model validation (Sazonova and Romanovsky, 2003) led to plausible results where the relative errors were between 10% and 25%.

In addition, permafrost models mainly rely on two types of data, including climate data and soil properties. For an evaluation of the impact of global warming, global or regional climate models

are used to generate the future climate of the study area. Data availability may limit the choice of permafrost model. It would be difficult to use a numerical technique or approximate analytical permafrost model when there is a lack of soil properties data. Under these circumstances, on a local scale, an empirical model is an alternative. Finally, when a model consumes more computing time, its use becomes less friendly and efficient (Kampf and Burges, 2007).

Three types of spatial scales are distinguished in this paper, local scale is described by a measurement sites, global scale characterizes study areas ranged around the continent or hemisphere and regional scale is defined by areas located between the two categories (watersheds). In addition, a long-term simulation refers to modeling carried out over a period of more than 10 years, a short-term simulation identifies estimations made over a period of less than 10 years, according to a daily time step. Given that on a global scale, the behavior of permafrost is mainly governed by the climatic conditions, the use of Frost Number appears suitable for the delimitation of the permafrost zone. In fact, the performance of this approach is demonstrated in studies of permafrost zonation in the northern hemisphere in the context of climate change (Anisimov and Nelson, 1997). Furthermore, the use of TTOP approach at determining the distribution of permafrost along the Norman Wells Pipeline located in the Mackenzie region led to plausible results with a reliability of 87.8% (Wright et al., 2003). In addition, the current progress in remote sensing and imaging has improved tools for permafrost boundary delineating (Pan et al., 2014).

In the case of a hydrological simulation of permafrost, hydrological models are mainly coupled with the Stefan solution or with a numerical model of permafrost (Flerchinger, 2000; Fox, 1992; Hinzman et al., 1998; Hinzman and Kane, 1992; Yi et al., 2009). The use of a numerical technique in a hydrological simulation consumes considerable time especially in the case of a watershed with large area (Borah and Bera, 2003; Hinzman et al., 1998; Yi et al., 2009). However, approximate analytical models and numerical techniques lead to similar results (Romanovsky and Osterkamp, 1997; Sazonova and Romanovsky, 2003; Woo et al., 2004). The application of a linear regression between calculated active layer thickness using Kudryavtsev model and those resulting from a numerical model at 20 sites located in Alaska and eastern Siberia transects has concluded that correlation coefficients were between 0.7-0.9 with slopes reaching 1.1 (Sazonova and Romanovsky, 2003).

Therefore, it is more effective to use an approximate analytical permafrost model than employing a numerical approach in modeling permafrost. In addition to its simplicity and taking into account the effect of soil properties, the advantage of Stefan formula stems from the fact that it is able to simulate active layer freeze / thaw on a daily time step basis, hence the importance of its use for hydrological simulations whose time step is mainly of daily type. Nevertheless, the ability of the Kudryavtsev formula to model permafrost on a regional scale allows its use in hydrological long term simulations with annual time step. As an example on a local scale, incorporating the Stefan algorithm in the water balance calculations provided a better understanding of Alaskan ecosystems response to a possible fire. Indeed, the EnvM (Environmental module) unit of TEM model demonstrated an ability to simulate the dynamics governing evapotranspiration, soil temperature, the thickness of active layer freeze/thaw and the distribution of ground moisture (Yi et al., 2009). In summary, hydrological modeling of a permafrost watershed follows five main steps including: i) selecting a common hydrological model to use for assessing the flows at the catchment outlet, ii) determining the spatial scale of the hydrological simulation, iii) Choosing the temporal scale to adopt for the simulation, iv) making an inventory of the available data to use for freezing/thawing modeling of the active layer thickness and v) choosing an appropriate permafrost model depending on the results of the previous steps, which will be linked to the hydrological model selected at the first step. Stefan solution or Kudryavtsev model could be chosen in the case of a regional hydrological modeling. More specifically, Stefan model is recommended for short-term simulation, which usually requires time steps less than one day while Kudryavtsev model is more suitable for long-term simulation using annual time step.

The evaluation of climate change impact is often associated with uncertainties related to the difficulty of anticipating the future behavior of different ecosystems. So, numerical approach is generally selected to assess the impact of global warming. However, the Kudryavtsev model has demonstrated an ability to predict the thickness of the active layer in 2050, 2075 and 2099 horizons with a maximum error of 32%. Ming-ko (2007) has also showed the performance of Stefan algorithm to assess the progress of the frost/thaw within the active layer in 2050 and 2100. Given the large number of permafrost models, a selection tool would be of great use to quickly determine the appropriate model to simulate the progress of active layer freezing/ thawing fronts of the study area.

Figure 1 is a proposal scheme as a permafrost model choosing guide with respect to selection criteria defined above. This selection schema is established based on previous hydrological modeling studies. For example, in the case of performing a hydrological modeling of the upstream watershed of Wulik river basin which is located in the continuous permafrost zone of Alaska with an area of 1893 km², the proposed permafrost model will be Stefan Solution or Kudryavstev. In fact, following the proposal scheme for selecting a permafrost model, the modeling purpose is a hydrological modeling and the spatial scale is regional. Therefore, depending on temporal scale, Stefan Solution or Kudryavstev model could be selected. Wulik river catchment is located in a region undergoing high global warming where the increases in average surface air temperature by 2100 are expected to range between 2°C and 6°C during the period of June-August and between 2.5°C and 10°C during the period of December-February (Stocker et al., 2013). This sharp increase in air temperature automatically results in permafrost degradation accompanied by the active layer thickness growth. Furthermore, the Wulik river watershed is an area where several impact studies are regularly conducted because of the presence of one of the largest zinc producer in the world named Red Dog Mine. It represents 5% of total world mine zinc production and 79% of U.S. zinc mine production. Hence the importance of studying the hydrological behavior of such region while making sure that the active layer thickness variation is adequately considered in the water balance evaluation.

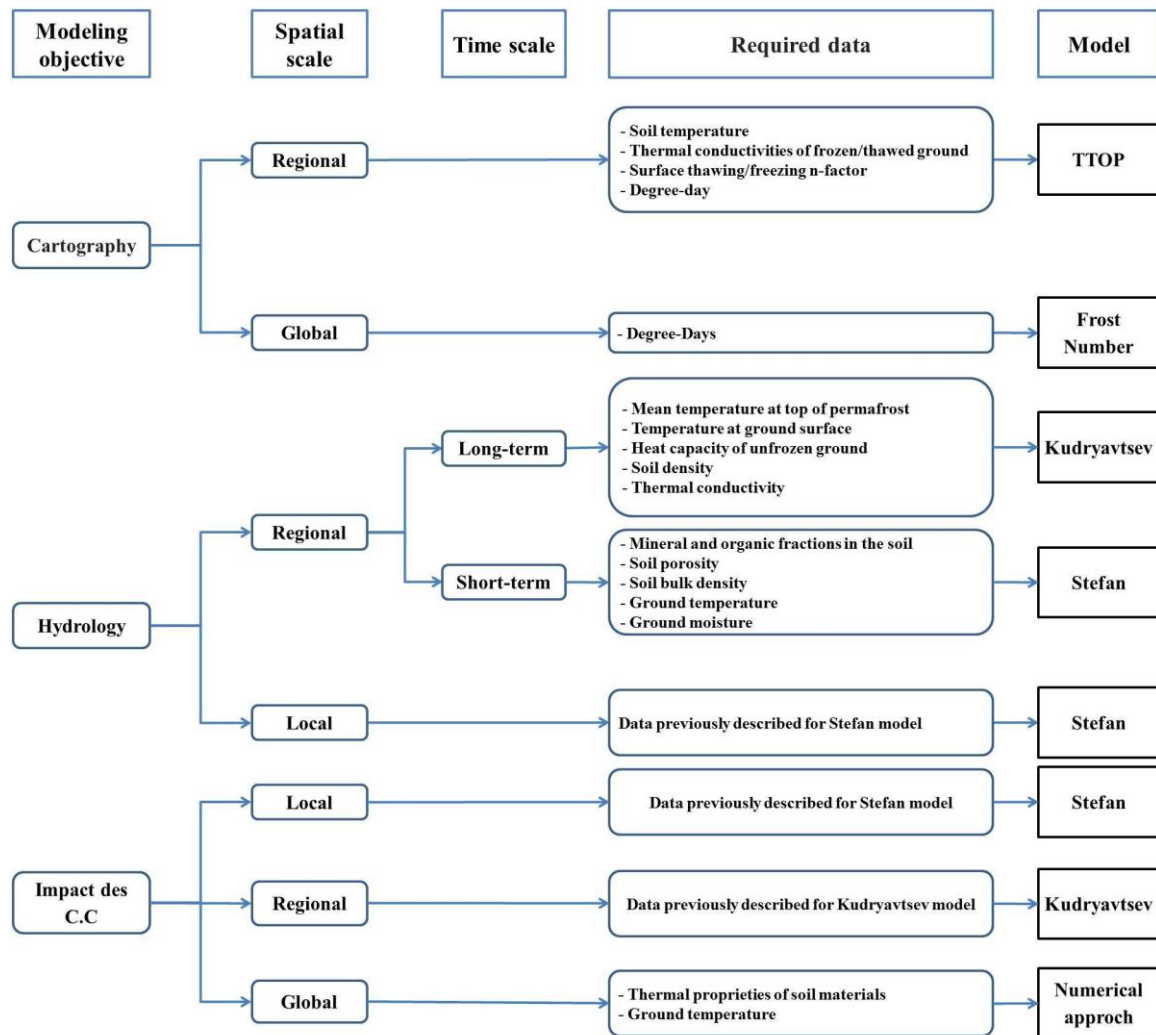


Figure 2-1 : Proposal schema for selecting a permafrost model

2.5 Conclusion

Permafrost hydrological modeling follows two approaches, including coupled and decoupled approach. The coupled approach proved in the past to be more effective. In light of the analysis provided in this paper, the use of a numerical method for permafrost modeling complicates the use of the model because of the importance of the computation time required for simulation. Hence the integration of an approximate analytical model of permafrost in a conventional hydrological model as HEC-HMS, GSSHA or MIKE SHE could improve the hydrological modeling of permafrost watersheds. In fact, a permafrost model could be linked to a common hydrological model by establishing a relationship between active layer thawed thickness and infiltration parameters or groundwater flow modules. Finally, analysis of various existing hydrological models reveals that modelers are aware of the importance of considering the presence of permafrost in a hydrological modeling. However, permafrost modeling is still not integrated as a complete component inside usual hydrological models used at the watershed scale. Hence, further researches are needed to develop permafrost module for each hydrological model used in the industry to calculate the active layer thickness variation and incorporate it in the water balance assessment. This need is increasingly growing in permafrost areas especially in the Arctic, which would experience higher global warming.

Le présent chapitre a permis d'établir l'état de l'art du domaine de la modélisation hydrologique des zones de pergélisol ou du sol gelé. Il a permis dans un premier temps de mettre en place la méthodologie de travail ainsi que sélectionner la solution de Stefan et le modèle GSSHA comme outils de modélisation à employer pour atteindre les objectifs du présent projet. Le chapitre suivant décrira la méthodologie du travail et présentera, entre autres, les étapes de développement de l'algorithme GD-MAT et de l'approche PHA.

CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE ET PRÉSENTATION DE L'ALGORITHME GD-MAT, DU MODÈLE HYDROLOGIQUE GSSHA ET DE L'APPROCHE PHA

3.1 Introduction

L'étape de la revue de littérature a permis dans un premier temps de sélectionner l'algorithme de Stefan (Woo et al., 2004) pour la simulation du gel/dégel de la couche active et de choisir GSSHA (Gridded Surface Subsurface Analysis) en tant qu'outil de modélisation hydrologique à employer lors de la présente étude. L'algorithme de Stefan est sélectionné pour sa simplicité et la flexibilité de son pas de temps de calcul. Par ailleurs, le choix de GSSHA est effectué pour ses performances de modélisation hydrologique et la disponibilité d'un large éventail d'informations et de ressources sur son utilisation et ses applications. La revue de littérature a permis également de mettre en place les lignes directrices de la méthodologie générale du travail. Cette dernière repose sur trois phases essentielles, à savoir :

- Le développement du module de simulation du gel/dégel de la couche active fondé sur l'algorithme de Stefan (Woo et al., 2004).
- La mise en place d'une approche basée sur la liaison du module du pergélisol au système GSSHA afin d'atteindre l'objectif général du présent projet.
- L'application de l'approche proposée à un bassin versant située en zone de pergélisol.

Dans un premier temps, une description de l'algorithme de Stefan est effectuée. Ensuite, l'étape de développement de l'algorithme GD-MAT proposé pour le calcul de l'avancement du gel/dégel est décrite dans la section 3.3. La section 3.4 contient une présentation sommaire du modèle GSSHA. La section 3.4.3 explique les étapes de modélisation hydrologique à l'aide de GSSHA. Finalement, une description des étapes du développement de l'approche proposée pour la simulation de la réponse hydrologique des zones de pergélisol est présentée au niveau de la section 3.5.

3.2 Description de l'algorithme de Stefan

Afin d'estimer la variation de l'épaisseur de la couche active à travers les saisons, Mink-Woo (2004) avait proposé un algorithme en six étapes (Woo, 2012; Woo et al., 2004). Il s'agit d'une méthode permettant de résoudre l'équation 3-1 qui régit le transfert de chaleur avec un changement de phase. Les hypothèses de l'équation 3-1 sont : 1) le transfert de chaleur est effectué par conduction, 2) la chaleur sensible est négligeable, 3) le profil de température est linéaire.

$$\frac{dz_f}{dt} = \frac{\left[k_f \frac{T_f}{z_f} \right]}{\lambda \theta_z} \quad 3-1$$

Où $\frac{dz_f}{dt}$ est le taux de descente du front de gel (m/s), k_f la conductivité thermique du sol gelé ($Jm^{-1}s^{-1}K^{-1}$), $\frac{T_f}{z_f}$ le gradient de température du gel (Km^{-1}), λ la chaleur latente de fusion volumique (Jm^{-3}) et θ_z la teneur en eau du sol (m^3 / m^3).

Étape 1 : Subdiviser le sol en n couches d'épaisseur ΔZ et dont les propriétés sont homogènes. Alors, chaque couche est caractérisée par une masse volumique ρ_b , une porosité ϕ , ainsi que par les fractions volumiques des substances constituant la sous couche, notamment, la fraction minérale, organique, l'eau, la glace et l'air f_m, f_o, f_w, f_i et f_a .

Étape 2 : Déterminer la conductivité thermique k_f associée à chaque couche à l'aide de la formule suivante (Woo et al., 2004):

$$k_f = (k_{sat} - k_{dry})(\theta_z / \phi) + k_{dry} \quad 3-2$$

Où k_{sat} désigne la conductivité hydraulique à saturation évaluée à l'aide de la formule proposée par Farouki (1981). k_{dry} représente la conductivité thermique de la couche à sec et ϕ sa porosité.

$$\left\{ \begin{array}{l} k_{sat} = \prod_{j=1}^5 k(j)^{f(j)} \\ k_{dry} = (0.135\rho_b + 64.7) / (2700 - 0.947\rho_b) \end{array} \right. \quad 3-3$$

Où $k(j)$ et $f(j)$ sont la conductivité thermique et la fraction volumique de la j -ème composante de la couche.

Étape 3: Évaluer la résistance thermique de chaque couche en appliquant l'équation suivante :

$$R = z_f / k_f \quad 3-4$$

Étape 4: Évaluer le froid nécessaire au gel, lorsque le front de gel atteint la couche m , à l'aide de la formule suivante :

$$N(m) = \lambda \theta_z \Delta Z \left[\sum_{j=1}^{m-1} R(j) + \frac{R(m)}{2} \right] \quad 3-5$$

Étape 4: Estimer le Degré-Jour D descendant de la surface du sol en utilisant l'équation 3-6.

$$D = (T - T_0) \Delta t \quad 3-6$$

Où T est la température de la première couche du sol et T_0 la température du gel du sol valant 0°C environ. Au niveau de chaque couche de sol m , le Degré-Jour disponible est comparé à $N(m)$, froid nécessaire pour geler la couche m . Dans le cas où $D > N(m)$, la couche m gèle entièrement et le front de gel avance vers la couche suivante avec un Degré-jour restant de $(D - N(m))$. Les étapes 4 et 5 sont répétées au cours de la descente du gel jusqu'à ce que le Degré-jour restant soit épuisé.

Étape 5: Estimer l'épaisseur du gel, dans le cas où le Degré-jour disponible est inférieur au froid nécessaire au gel de la couche m (c-à-d $D < N(m)$), à l'aide de la formule suivante :

$$\Delta z_f = -k_f(m) \sum_{j=1}^{m-1} R(j) + \left\{ k_f(m)^2 \left[\sum_{j=1}^{m-1} R(j) \right]^2 + \left[\frac{2k_f(m)N(m)}{\lambda \theta_z} \right] \right\}^{1/2} \quad 3-7$$

Cette épaisseur est ajoutée à $\sum \Delta Z$ des m-1 couches pour déterminer la profondeur du front de gel.

La modélisation de l'avancement du dégel suit les mêmes étapes. Sauf que k_f est remplacé par k_t représentant la conductivité thermique du sol dégelé. De plus, le Degré-jour devient associé aux jours où la température est au-dessus du point de congélation et θ_w est substitué par θ_i , la teneur en glace du sol.

Dans le cas de la modélisation de l'avancement du gel/dégel de la base de la couche active vers la surface du sol, la température de la couche du sol située à la base est employée à la place de la température de la couche de surface pour l'évaluation du Degré-jour disponible.

L'algorithme de Stefan (Woo et al., 2004) est dit bidirectionnel dans le cas où le gel/dégel est simulé selon deux directions, à savoir, un avancement du gel/dégel de la surface vers la base du sol et une progression du gel/dégel de la base de la couche active vers le sol. L'algorithme de Stefan est dit unidirectionnel s'il prend en considération la première direction uniquement.

Les intrants de l'algorithme de Stefan (Woo et al., 2004) sont :

- Les propriétés de chaque couche de sol, notamment, la masse volumique, la fraction minérale, la fraction organique et la porosité du sol.
- La température journalière de la première et la dernière couche du sol. Dans le cas de l'algorithme unidirectionnel de Stefan, seule la température de la couche de surface de la colonne du sol sera nécessaire.
- Les teneurs en eau journalière du sol à des profondeurs différentes.

3.3 Développement de l'algorithme GD-MAT

Au cours du développement du module de calcul de profondeur de gel/dégel de la couche active basé sur l'algorithme de Stefan proposé par Woo et al., (2004), deux constats ont été faits; à savoir :

- L'algorithme de Stefan requiert la disponibilité des teneurs en eau du sol mesurées à différentes profondeurs; élément qui est rarement disponible à l'échelle des bassins versants. Or ce paramètre intervient dans l'estimation de la conductivité thermique du sol employée pour déterminer la profondeur du gel/dégel.
- Le développement mathématique de base de cet algorithme est valide uniquement dans le cas où le sol est isotrope, c'est à dire, caractérisé par des propriétés constantes dans toutes les directions.

Les teneurs en eau du sol sont parfois difficiles à mesurer à différentes profondeurs et ne sont généralement disponibles que d'une manière ponctuelle. Au cas où cette donnée manquerait, il pourrait paraître utile d'établir l'hypothèse qu'elle est identique pour toutes les couches de la colonne du sol. Toutefois, dépendamment des propriétés du sol, l'humidité du sol varie en fonction de la profondeur (Woo et al., 2004). Elle devient généralement minimale au niveau des profondeurs importantes. La considération d'une teneur en eau constante sur toute la colonne du sol pourrait surestimer la profondeur du gel. Supposons que l'on utilise les teneurs en eau du sol mesurées à une profondeur de 0,10 m, lorsque le gel atteint cette profondeur, la teneur en eau devient minimale puisque l'eau est passée de l'état liquide en glace. Le fait de supposer que les couches de sol situées en dessous de 0,10 m ont la même teneur en eau que cette dernière sous-estimerait l'humidité des couches de sol localisées à des profondeurs supérieures à 0,10 m. Par conséquent, le Degré-Jours nécessaire pour les geler serait sous-estimé également, causant un avancement rapide du gel.

L'algorithme bidirectionnel de Stefan proposé par Woo et al. (2004) repose sur l'algorithme de Jumikis (1977, pp 218–219). L'algorithme de Jumikis est largement utilisé pour la modélisation de l'avancement des fronts du gel/dégel du sol. En effet, Fox (1992) l'a incorporé dans un modèle hydrologique afin de prendre en considération le gel/dégel du sol au niveau du bilan hydrique de la zone étudiée. Ensuite, Woo et al., (2004) ont modifié cet algorithme pour prendre en considération l'avancement du gel/dégel selon deux directions. Après, l'algorithme ajusté par

Woo et al., (2004) est introduit au niveau du modèle TEM (Yi et al., 2009; Yi et al., 2014). Cependant, il s'est avéré qu'une erreur s'est glissée lors du développement mathématique de l'algorithme de Jumikis limitant la validité de celui-ci au sol multi-couches homogènes (Changwei and Gough, 2013; Kurylyk, 2015). L'article de Changwei et Gough (2013) explique en détail la source de cette erreur (Annexe A). Afin de pallier cet aspect, l'équation 3-7 employée lors de la sixième étape de l'algorithme de Stefan a été ajustée.

Donc, lors de la sixième étape, l'épaisseur du gel/dégel partiel de la m -ième couche du sol est estimée en utilisant la formule suivante:

$$\Delta z_f = \left| \frac{D}{N(m)} \right| \cdot Dz(m) \quad 3-8$$

Où $Dz(m)$ est l'épaisseur de la couche m .

Par ailleurs, l'évaluation de la teneur en eau et en glace du sol a été ajoutée aux étapes de l'algorithme de Stefan (Woo et al., 2004). Les figures 3-2 et 3-3 illustrent la méthode d'estimation de ce paramètre selon l'état du gel de sol.

Pour un jour d donné, si la procédure du gel est lancée et si le $D_{gel} > N(j)$, les teneurs en eau θ_w et en glace θ_i du sol sont respectivement estimées à l'aide des équations 3-9 et 3-10.

$$\theta_{w(j,d)} = \theta_{wmin} \quad 3-9$$

$$\theta_{i(j,d)} = \min \left\{ \phi_j; \left[\theta_{i(j,d-1)} + \frac{\rho_{eau}}{\rho_{glace}} (\theta_{w(j,d-1)} - \theta_{wmin}) \right] \right\}_j \quad 3-10$$

Où ρ_{eau} et ρ_{glace} représentent respectivement la masse volumique (kg / m^3) de l'eau et de la glace. D_{gel} le Degré-jours associé au gel du sol et Δz_j l'épaisseur de la j -ème couche de sol.

Lorsque le D_{gel} devient insuffisant pour geler entièrement la j -ème couche, les teneurs en eau et en glace du sol sont respectivement estimées à l'aide des équations 3-11 et 3-12.

$$\theta_{w(j,d)} = \max \left\{ \theta_{wmin}; \left[\theta_{w(j,d-1)} - \left(\theta_{w(j,d-1)} - \theta_{wmin} \right) \left| \frac{dz}{\Delta z_j} \right| \right] \right\} \quad 3-11$$

$$\theta_{i(j,d)} = \min \left\{ \phi_j; \left[\theta_{i(j,d-1)} + \frac{\rho_{eau}}{\rho_{glace}} \left| \frac{dz}{\Delta z_j} \right| \cdot (\theta_{w(j,d-1)} - \theta_{wmin}) \right] \right\}_j \quad 3-12$$

Pour un jour d donné, si la procédure du dégel est lancée et si le $D_{dégel} > N(j)$, les teneurs en glace et en eau du sol sont respectivement estimées à l'aide des équations 3-13 et 3-14, avec $D_{dégel}$ représentant le Degré-jours associé au dégel du sol.

$$\theta_{i(j,d)} = 0 \quad 3-13$$

$$\theta_{w(j,d)} = \min \left\{ \phi_j; \left[\theta_{w(j,d-1)} + \frac{\rho_{glace}}{\rho_{eau}} \cdot \theta_{i(j,d-1)} \right] \right\} \quad 3-14$$

Lorsque le $D_{dégel}$ devient insuffisant pour dégeler entièrement la j -ème couche, les teneurs en glace et en eau du sol sont respectivement estimées à l'aide des équations 3-15 et 3-16.

$$\theta_{i(j,d)} = \max \left\{ 0; \left[\theta_{i(j,d-1)} \left(1 - \left| \frac{dz}{\Delta z_j} \right| \right) \right] \right\}_j \quad 3-15$$

$$\theta_{w(j,d)} = \min \left\{ \phi_j; \left[\theta_{w(j,d-1)} + \frac{\rho_{glace}}{\rho_{eau}} \left| \frac{dz}{\Delta z_j} \right| \cdot \theta_{i(j,d-1)} \right] \right\}_j \quad 3-16$$

L'algorithme résultant de la modification de l'algorithme proposé par Woo et al. (2004), effectuée afin de fournir une estimation de la teneur en eau et en glace du sol à différentes profondeurs, est dénommé l'algorithme GD-MAT. La figure 3-1 présente l'organigramme de ce dernier. Notons que GD-MAT modélise un avancement des fronts de gel et de dégel selon une seule direction, étant, de la surface du sol vers la base de la couche active. La figure 3-2 présente

l'organigramme du module d'exécution de la procédure du gel. La figure 3-3 présente l'organigramme du module d'exécution de la procédure du dégel. La valeur ajoutée de l'algorithme GD-MAT proposé dans le cadre du présent projet émane de sa capacité à estimer la teneur en eau à différentes profondeurs en fonction de l'avancement des fronts de gel/dégel du sol.

Au niveau des figures 3-1, 3-2 et 3-3, Δt représente le pas de temps de calcul du gel/dégel. Il est d'une journée pour le présent projet. dz désigne la profondeur du gel/dégel au sein de la j -ème couche de sol dans le cas où le Degré-jour n'est pas suffisant pour geler/dégeler entièrement cette couche. Elle est estimée en employant l'équation 3-7. Les paramètres mu et mf représentent respectivement le nombre de couches de sol dégelées entièrement et le nombre de couches de sol totalement gelées. Z_u et Z_f sont respectivement la profondeur du dégel et la profondeur du gel de la colonne du sol associées à la d -ème journée, $T_{\text{dégel}}$ et T_{gel} la température de début de dégel et la température de début du gel du sol. $E(d)$ est le vecteur de profondeurs du gel/dégel relatives aux couches de sol pour la d -ème journée.

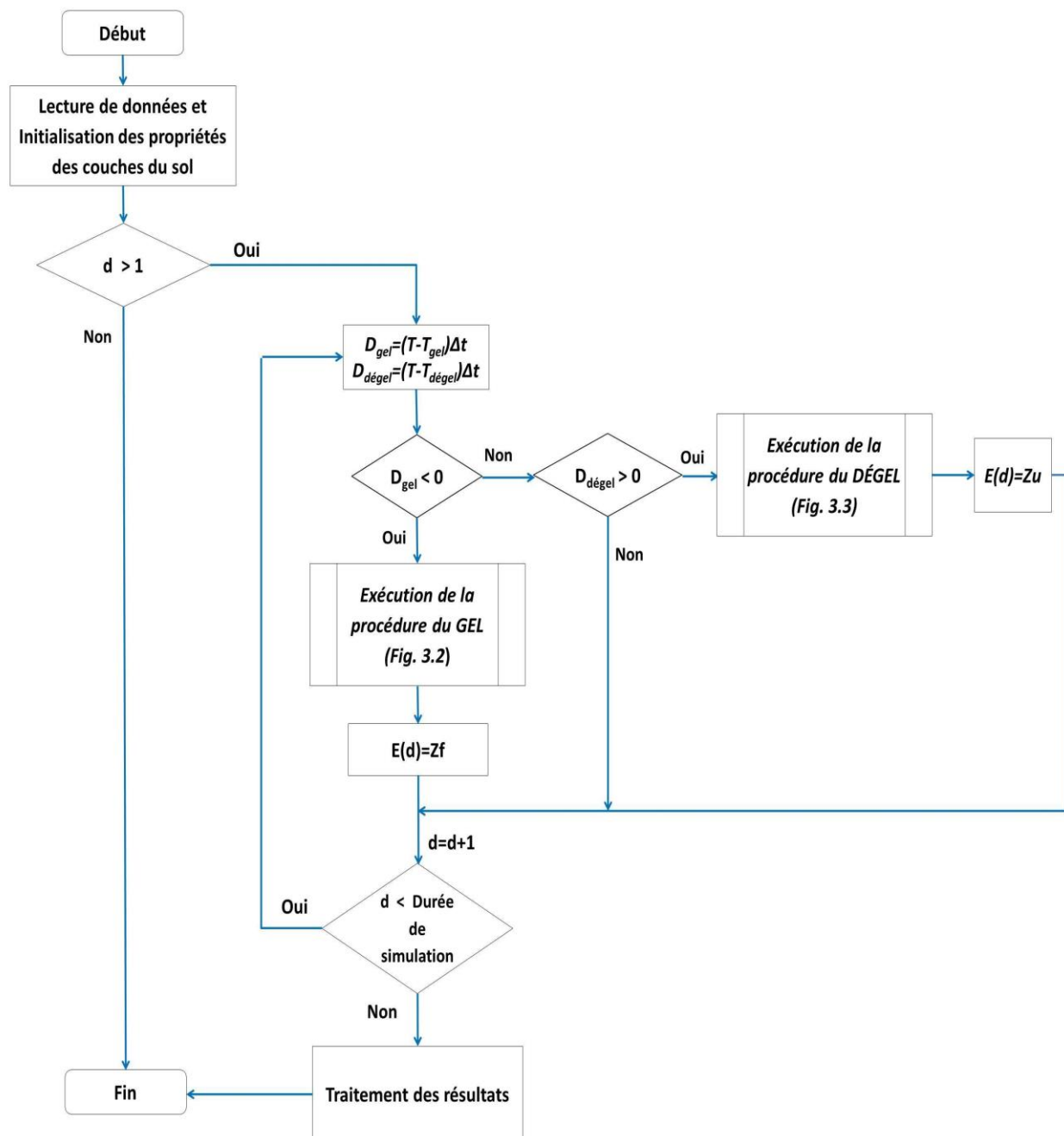


Figure 3-1: Organigramme de l'algorithme GD-MAT proposé pour la simulation de l'avancement du gel/dégel du sol ou de la couche active

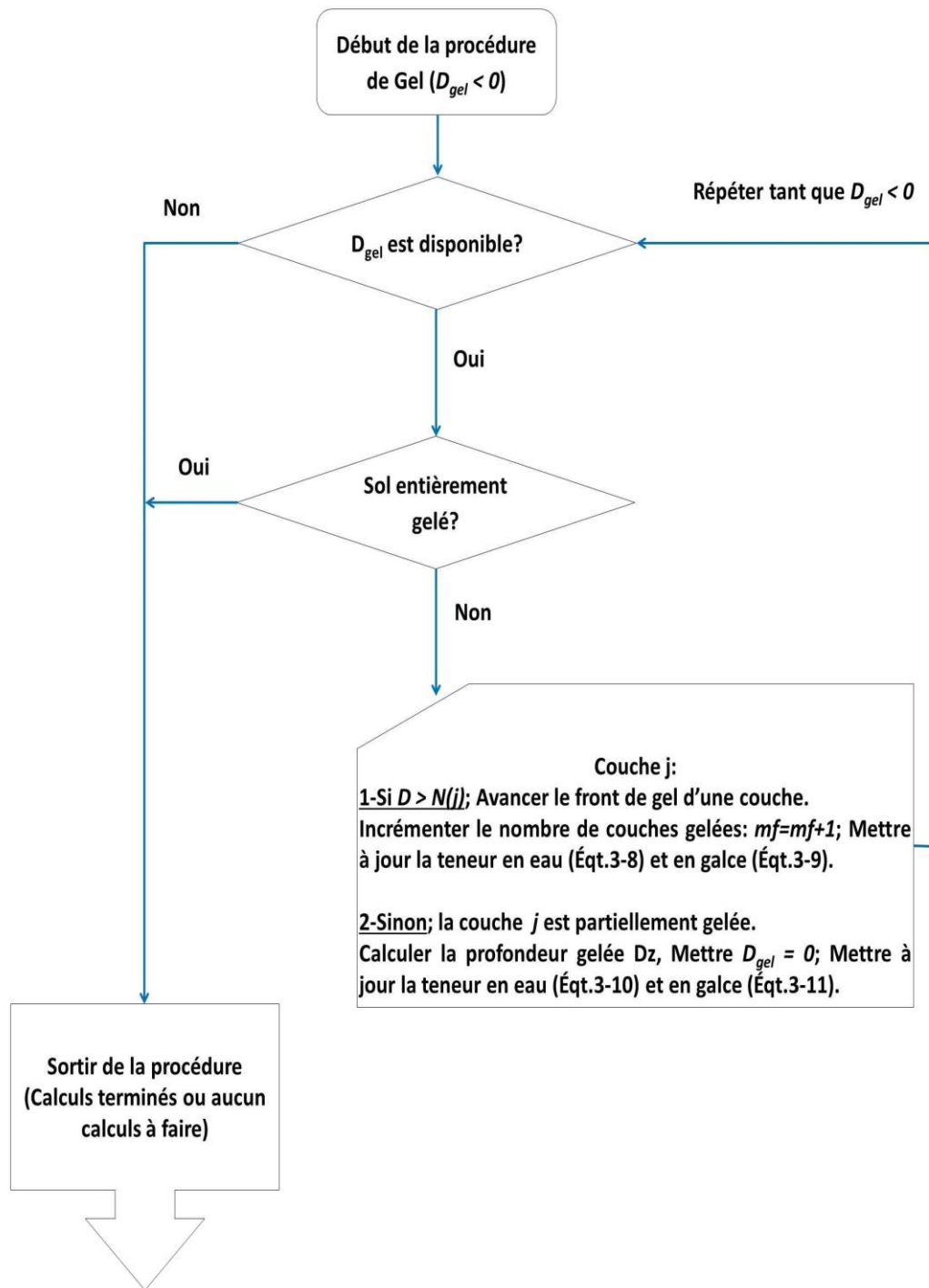


Figure 3-2 : Organigramme de la procédure de calcul du gel

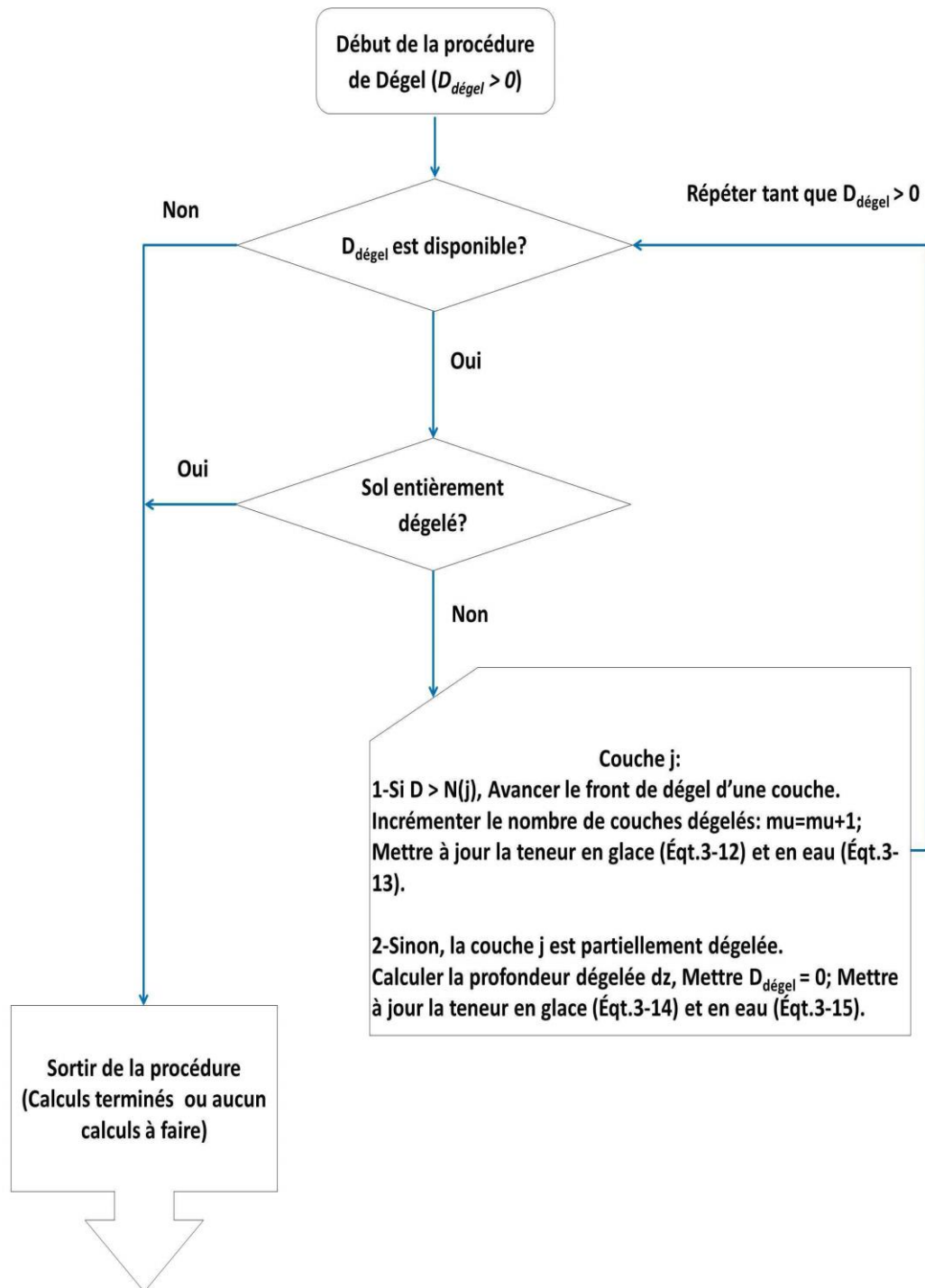


Figure 3-3 : L'organigramme de la procédure de calcul du dégel

3.4 Description du modèle GSSHA (Gridded Surface Subsurface hydrologic Analysis)

3.4.1 Généralités

Le modèle GSSHA est un modèle hydrologique distribué d'analyse du comportement hydrologique des bassins versants. Les principales composantes du cheminement de l'eau modélisées à l'aide du GSSHA sont entre autres, l'écoulement en surface, l'écoulement souterrain, l'infiltration et l'évapotranspiration. Par ailleurs, GSSHA est à même de simuler l'érosion des sols ainsi que le transport et dépôts des sédiments. De plus, GSSHA peut être utilisé comme un modèle épisodique ou continu. GSSHA est développé par le Corps d'ingénieurs de l'armée des États-Unis (U.S. Army Corps of Engineering).

L'outil d'analyse hydrologique GSSHA est écrit en langage C. De nombreuses études d'application de GSSHA ont été menées (Downer et al., 2002, Downer 2008a, Downer 2008b). De plus un portail intitulé GSSHA™ Wiki a été mis en place pour fournir une bonne documentation sur GSSHA. Ce portail était d'une grande utilité dans la familiarisation et la compréhension de la structure du GSSHA. La présente description de GSSHA est principalement fondée sur le contenu de GSSHA™ Wiki.

Le tableau 3-1 résume les principaux processus modélisés à l'aide de GSSHA et leurs techniques d'approximations.

Tableau 3-1 : Principaux processus modélisés à l'aide de GSSHA et leurs techniques
d'approximation

Processus	Techniques de modélisation	Principaux paramètres
Distribution des précipitations	<ul style="list-style-type: none"> - Theissen - Pondération inverse à la distance 	-
Écoulement de surface	<ul style="list-style-type: none"> - 2D Onde diffusive : <ul style="list-style-type: none"> ▪ Explicit ▪ Alternating Direction Explicit (ADE) ▪ Alternating Direction Explicit with Prediction-Correction (ADE-PC) 	- Rugosité du terrain
Écoulement dans les rivières	<ul style="list-style-type: none"> - 1D Onde diffusive: longitudinale, explicite et up-gradient 	- Coefficient de Manning
Infiltration	<ul style="list-style-type: none"> - Green & Ampt (G&A) (Green and Ampt, 1911) - Green & Ampt avec plusieurs couches - Green & Ampt avec redistribution (GAR) - Équation de Richards (RE) 1D 	<ul style="list-style-type: none"> - Conductivité hydraulique - Charge capillaire - Porosité - Humidité de sol initiale - Capacité au champ - Indice de distribution de la taille des pores
Évapotranspiration	<ul style="list-style-type: none"> - Deardorff (1977) - Penman-Monteith avec résistance de canopée saisonnière (Monteith, 1965, 1981) 	<ul style="list-style-type: none"> - Albédo - Point de flétrissement - Hauteur de la végétation - Résistance stomatique de la canopée - Coefficient de transmission optique de la canopée
Fonte et accumulation de neige	<ul style="list-style-type: none"> - Bilan énergétique - Indice de température - Méthode hybride 	<ul style="list-style-type: none"> - Température à laquelle commence la fonte de neige
Écoulement souterrain	<ul style="list-style-type: none"> - 2D Résolution numérique des équations régissant l'écoulement latéral dans une zone saturée 	<ul style="list-style-type: none"> - Humidité de sol initiale - Conductivité hydraulique - Porosité

GSSHA est un programme indépendant qui peut être exécuté à partir de la ligne de commande ou via l'interface WMS (Watershed Modeling System). La simulation hydrologique à l'aide de GSSHA passe essentiellement par cinq étapes. La représentation du bassin versant selon une grille 2-D composée de mailles uniformes constitue la première étape. Cette grille est générée en se basant principalement sur le modèle numérique du terrain de la zone d'étude. Ensuite, les processus de cheminement de l'eau à prendre en considération sont sélectionnés. Puis, les paramètres du modèle sont introduits comme par exemple le pas de temps, la durée de la simulation ainsi que les paramètres associés aux processus hydrologiques (rugosité, coefficient de Manning, humidité initiale, etc.). Finalement GSSHA est exécuté et les résultats sont principalement constitués de l'hydrogramme de crue, la carte des hauteurs d'eau distribuées et l'humidité de sol distribuée. D'autres types de résultats pourraient être fournis par le système de modélisation, selon les choix sélectionnés par l'utilisateur au début de la simulation. GSSHA opère de manière à calculer les processus qui se produisent avant, pendant et après un événement de précipitations au niveau de de chaque cellule. Ensuite les réponses des cellules sont intégrées pour obtenir la réponse hydrologique du bassin versant entier. La version employée au niveau du présent projet est GSSHA 6.1.

La figure 3-4 indique les principaux intrants du système GSSHA 6.1 ainsi que les étapes nécessaires à une simulation hydrologique à l'aide de cet outil de modélisation.

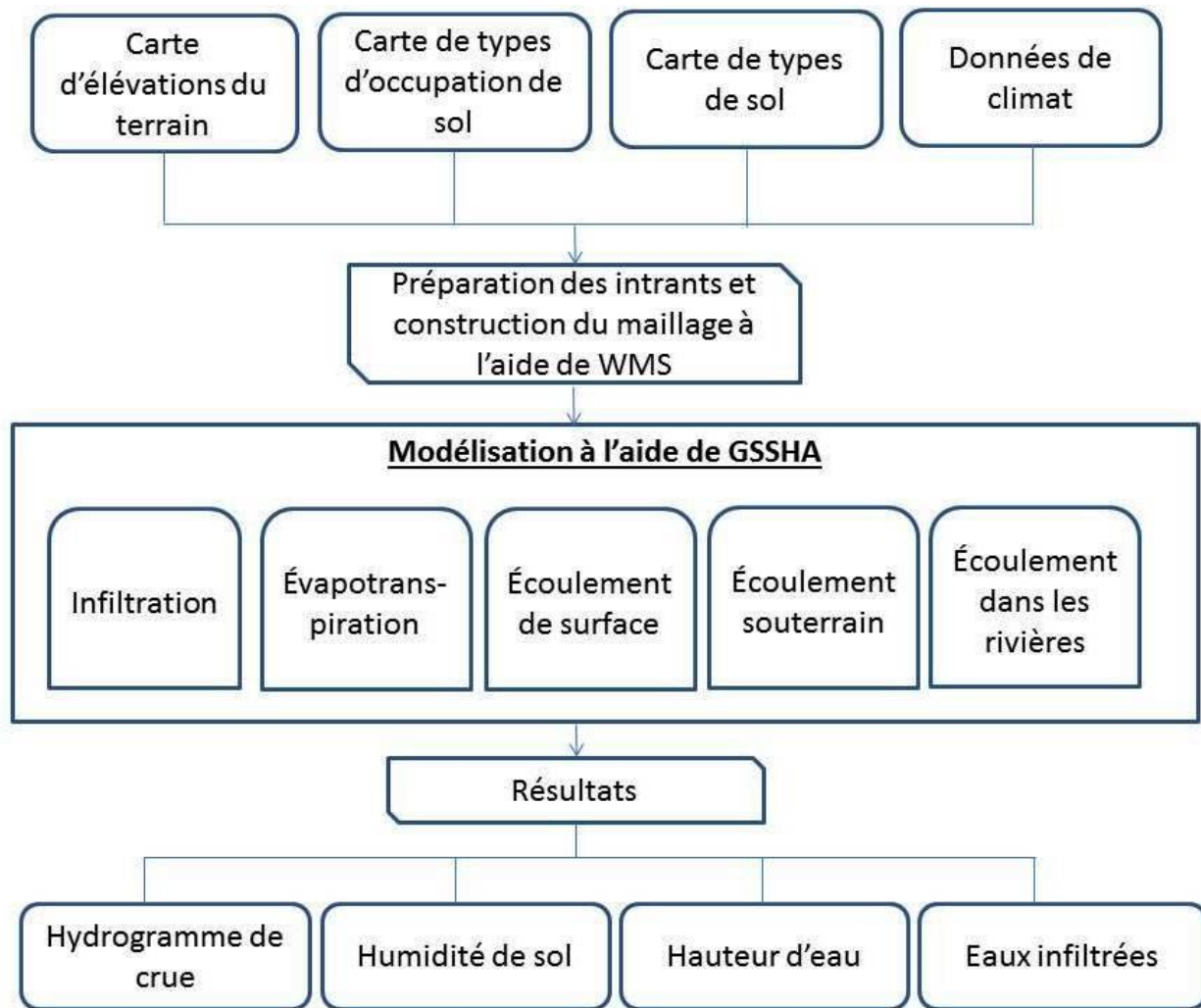


Figure 3-4 : Intrants et étapes nécessaires à une simulation hydrologique à l'aide de GSSHA 6.1

Les données d'entrée de GSSHA 6.1 sont :

- Élévations du terrain sous format de carte de type *.dem
- Propriétés et type d'occupation de sols assignés à chaque cellule sous format d'un fichier ASCII ou fichier 'Shapefile'
- Données de climat telles que les précipitations et la température de l'air.
- Réseau hydrographique.

La sortie de GSSHA fournit les débits calculés au niveau des points préalablement définis par l'utilisateur. De plus, à chaque pas de temps, la distribution spatiale de la pluie, de l'humidité de sol, de l'élévation de la surface de la nappe souterraine et du taux d'infiltration sont obtenus à la fin de la simulation hydrologique à l'aide de GSSHA. D'autres types de résultats peuvent être fournis selon les processus hydrologiques sélectionnés lors de la modélisation.

3.4.2 Simulation en continu à l'aide du GSSHA 6.1

Une simulation événementielle consiste à simuler la réponse hydrologique du bassin versant à un seul événement de précipitations. Par ailleurs, une simulation en continu (ou simulation à long terme) consiste à modéliser le comportement hydrologique du bassin versant durant plusieurs événements de précipitations.

La première étape d'une simulation hydrologique à long terme effectuée à l'aide de GSSHA est le découpage de la série des précipitations en un ensemble d'événements selon le nombre de jours associés à une absence de précipitations. L'objectif de cette étape est d'éliminer les périodes de précipitations nulles de la série des données. La manière dont GSSHA 6.1 opère lors d'une simulation en continu dépend du modèle d'infiltration sélectionné. Au niveau du présent projet, la méthode de *Green et Ampt avec Redistribution* est sélectionnée pour modéliser le processus d'infiltration. Dans ce cas, GSSHA 6.1 fonctionne selon des épisodes de précipitations/ruissellement pendant les événements de précipitation. Une fois qu'un débit minimum spécifié par l'utilisateur est atteint, le modèle de ruissellement/précipitations est arrêté et les calculs de l'humidité du sol sont amorcés. À ce stade, GSSHA 6.1 effectue les calculs de l'évapotranspiration et d'humidité du sol jusqu'à ce qu'un nouvel événement de précipitations commence. De plus amples détails sur la simulation en continu sont présentés au niveau du manuel d'utilisation de GSSHA (Downer and Ogden, 2006).

Tableau 3-2 : Techniques d'approximation des processus sélectionnés pour la modélisation hydrologique de la zone d'étude

Processus hydrologiques	Modèles d'approximation sélectionnés
<ul style="list-style-type: none"> ▪ Infiltration ▪ Évapotranspiration ▪ Écoulement de surface ▪ Écoulement dans les rivières ▪ Accumulation et fonte de neige ▪ Débit de base 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Green et Ampt avec Redistribution (GAR) ▪ Deardorf ▪ Onde diffusive 2D : ADE-PC ▪ Onde diffusive 1D : Explicite ▪ Bilan énergétique hybride ▪ Réservoir souterrain conceptuel

3.4.2.1 Infiltration

Le processus d'infiltration est modélisé à l'aide du modèle *Green et Ampt avec Redistribution* (GAR). Ce modèle constitue une amélioration de la méthode *Green et Ampt* de sorte à pouvoir calculer la redistribution des eaux infiltrées dans le sol durant les périodes de précipitations nulles. Ainsi, une nouvelle humidité de sol initiale est estimée avant d'entamer les calculs liés au prochain évènement de pluies (Ogden and Saghafian, 1997).

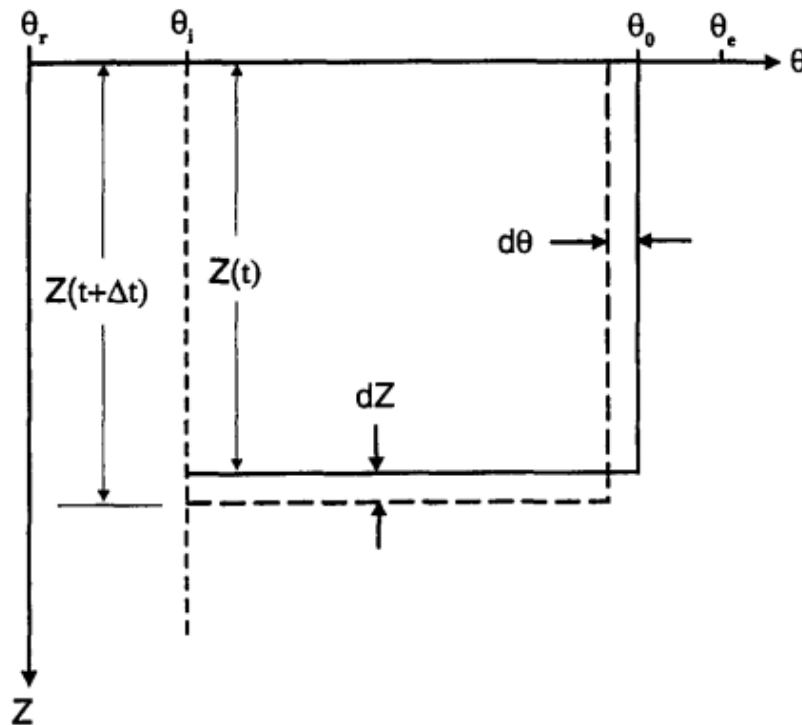


Figure 3-5 : Avancement du front d'humectation dans le sol modélisé à l'aide de GAR pendant la redistribution des eaux infiltrées (Ogden and Saghafian, 1997)

3.4.2.2 Évapotranspiration

L'estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) fait appel aux données hydrométéorologiques telles que la température de l'air et la vitesse du vent. Dans le cas où l'eau retenue en surface ne satisfait pas l'ETP, une évapotranspiration actuelle (ETA) est estimée et prise de la couche du sol. L'ETA dépend de la teneur en eau du sol. Elle est calculée à l'aide de la formule suivante :

$$ETA = \begin{cases} 0 & \theta \leq \theta_{wp} \\ ETP \left(\frac{\theta - \theta_{wp}}{\theta^* - \theta_{wp}} \right) & \theta_{wp} \leq \theta \leq \theta^* \\ ETP & \theta \geq \theta^* \end{cases} \quad 3-17$$

Où θ est la teneur en eau du sol, θ_{wp} la teneur en eau du sol au-dessous de laquelle la végétation ne peut pas prendre de l'eau à partir de la matrice du sol et θ^* la teneur en eau du sol à partir de laquelle l'ETA est égale à l'ETP (Hingray et al., 2009). Le choix du modèle Deardoff (1978) ne permet pas de considérer la transpiration du couvert végétal. Ainsi, seule l'évaporation sera estimée.

3.4.2.3 Écoulement dans les rivières

La propagation de l'onde de débits dans les cours d'eau est simulée en résolvant l'équation de l'onde diffusive selon un schéma explicite 1D de volumes finis. L'équation de Manning est utilisée pour lier les débits aux profondeurs d'eau au niveau des mailles. D'abord les débits sont estimés en fonction des profondeurs d'eau (Équations 3-18 et 3-19). Ensuite, ils sont utilisés pour calculer les volumes d'eau en utilisant l'équation 3-20 (Downer and Ogden, 2006).

$$Q_{i+1/2}^n = \frac{1}{n} A_i^n (R_i^n)^{2/3} (S_{f_{i+1/2}}^n) \quad 3-18$$

$$Q_{i-1/2}^n = \frac{1}{n_m} A_i^n (R_i^n)^{2/3} (S_{f_{i-1/2}}^n) \quad 3-19$$

$$V_i^{n+1} = V_i^n + \Delta t (q_{lat}^{n+1} \Delta x + q_{recharge}^{n+1} \Delta x + Q_{i-1/2}^n - Q_{i+1/2}^n) \quad 3-20$$

Où n et $n+1$ correspondent respectivement au n -ème et $n+1$ -ème pas de temps, Q le débit (m^3/s), A la surface (m^2), R le rayon hydraulique (m), Δx la taille de la maille selon la direction x (m), Δt le pas de temps (s), q_{lat} l'apport en eau latéral issu de l'écoulement de surface des cellules adjacentes vers le nœud (m^2/s), $q_{recharge}$ l'eau échangée entre la nappe souterraine et le cours d'eau (m^2/s), n_m le coefficient de Manning de rugosité (sans dimension) et S_f la pente de friction de l'écoulement (m/m) obtenue à l'aide de l'équation 3-21 :

$$S_{f_{i+1/2}}^n = S_{0_{i+1/2}} - \frac{d_{i+1}^n - d_i^n}{\Delta x} \quad 3-21$$

Où $S_{0_{i+1/2}}$ désigne la pente du terrain et d la profondeur d'eau dans la maille.

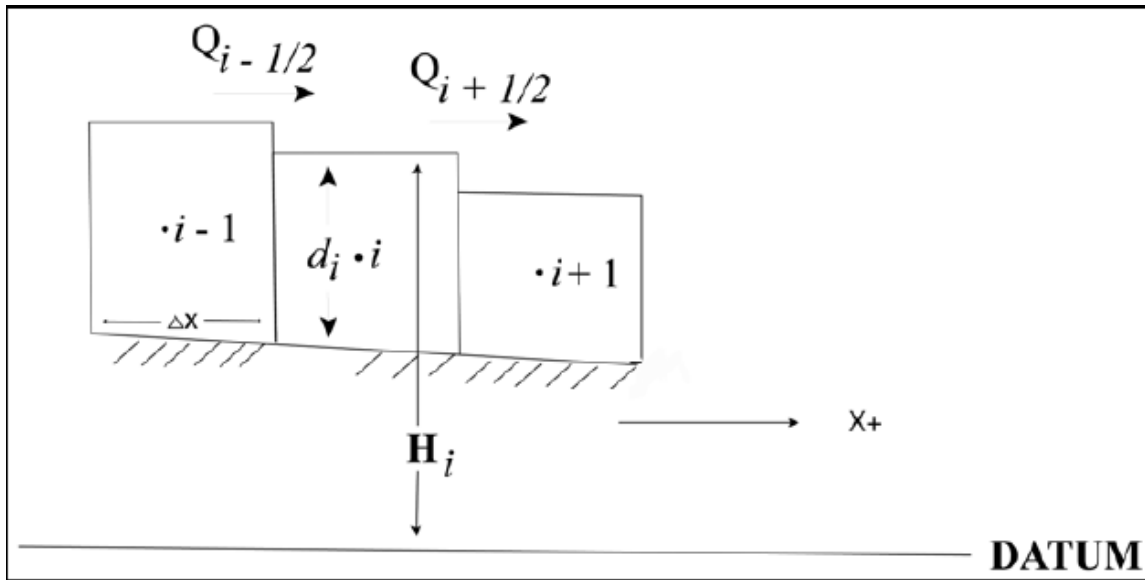


Figure 3-6 : Schéma explicite associé à la modélisation de l'écoulement dans les cours d'eau
(Downer and Ogden, 2006)

Deux types de conditions aux limites sont à spécifier. En amont du bassin versant, l'écoulement est supposé absent au niveau de l'entrée des cours d'eau de premier ordre. Par ailleurs, en aval, une profondeur d'eau peut être introduite au niveau de l'exutoire. Si non, un débit moyen est estimé en fonction de la pente de la maille associée à l'exutoire. De plus, les cours d'eau sont supposés à sec au commencement de la simulation (condition initiale). Par ailleurs, selon l'expérience, la stabilité de la solution est décrite par un nombre de Courant inférieur à 1/6 partout dans le réseau hydrographique (Downer and Ogden, 2006).

3.4.2.4 Écoulement de surface

L'écoulement de surface est modélisé en résolvant l'équation de l'onde diffusive en 2-D à l'aide de la méthode des volumes finis associés à un schéma explicite par direction alternée avec un

correcteur-prédicteur (Alternating Direction Explicit-Predictor Corrector [ADE-PC]). L'utilisation de la méthode ADE-PC permet d'améliorer la stabilité ainsi que la précision de la solution (Downer et al., 2000).

Au n-ième pas de temps, les débits selon les directions x et y , p et q respectivement, entre deux mailles adjacentes, sont évalués à l'aide de l'équation de Manning (Équations 3-22 et 3-23).

$$p_{ij}^n = \frac{1}{n_m} (d_{ij}^n)^{5/3} (S_{f_x}^n)^{1/2} \quad 3-22$$

$$q_{ij}^n = \frac{1}{n_m} (d_{ij}^n)^{5/3} (S_{f_y}^n)^{1/2} \quad 3-23$$

Ensuite, la profondeur d'eau $d_{ij}^{n+1/2}$ associée aux apports issus de la maille adjacente selon la direction x est estimée à l'aide de l'équation 3-24.

$$d_{ij}^{n+1/2} = d_{ij}^n + \frac{\Delta t}{\Delta x} (p_{i-1,j}^n - p_{ij}^n) \quad 3-24$$

Après, le débit d'eau $q_{ij}^{n+1/2}$ en provenance des mailles adjacentes selon la direction y est calculé à l'aide de l'équation 3-25.

$$q_{ij}^{n+1/2} = \frac{1}{n} (d_{ij}^{n+1/2})^{5/3} (S_{f_y}^{n+1/2})^{1/2} \quad 3-25$$

Puis, la profondeur d'eau de chaque colonne est mise à jour en fonction des débits selon la direction y (Équation 3-26)

$$d_{ij}^{n+1} = d_{ij}^{n+1/2} + \frac{\Delta t}{\Delta x} (q_{i,j-1}^{n+1/2} - q_{ij}^{n+1/2}) \quad 3-26$$

Ensuite, en utilisant les nouvelles profondeurs d'eau, les débits q et p associés au n+1-ème pas de temps est effectuée (Équations 3-27 et 3-28)

$$p_{ij}^{n+1} = \frac{1}{n_m} (d_{ij}^{n+1})^{5/3} (S_{f_x}^{n+1})^{1/2} \quad 3-27$$

$$q_{ij}^{n+1} = \frac{1}{n_m} (d_{ij}^{n+1})^{5/3} (S_{f_y}^{n+1})^{1/2} \quad 3-28$$

Finalement, une moyenne de débits d'origine et ceux mis à jour est effectuée afin d'estimer les débits correspondant au pas de temps $n+1$ (Équations 3-29 et 3-30):

$$q_{ij}^{n+1/2} = \frac{q_{ij}^n + q_{ij}^{n+1}}{2} \quad 3-29$$

$$p_{ij}^{n+1/2} = \frac{p_{ij}^n + p_{ij}^{n+1}}{2} \quad 3-30$$

L'utilisateur doit spécifier la profondeur d'eau initiale associée à l'écoulement en surface. De plus, une capacité de rétention du bassin versant au niveau des dépressions peut être intégrée dans la simulation d'écoulement de surface. La capacité de rétention est exprimée en hauteur d'eau (mm) et ne participe pas à la génération du ruissellement direct.

3.4.2.5 Accumulation et fonte de neige

Lors d'une simulation en continu à l'aide du système GSSHA 6.1, les précipitations reçues par la zone d'étude au cours des événements où la température est inférieure à $0^\circ C$ sont considérées comme de la neige ou bien de la glace qui s'accumulera sur la surface du sol. La fonte de neige est modélisée à l'aide de la méthode hybride.

3.4.2.6 Réservoir souterrain conceptuel

Le modèle de réservoir souterrain conceptuel permet de modéliser la contribution des eaux souterraines à l'écoulement d'eau le long des rivières. Néanmoins, il n'est pas à même de fournir des informations sur la charge hydraulique de la nappe souterraine à travers le bassin versant. Ce modèle est principalement basé sur l'approche de SAC-SMA (Sacramento Soil Moisture Accounting) développée par Burnash R.J.C en 1995 (ERDC, 2011). Au niveau du GSSHA 6.1, le

réservoir souterrain est constitué de deux zones ayant des vitesses d'écoulement distinctes. La zone supérieure est caractérisée par un écoulement rapide. Par contre la zone inférieure est décrite par un écoulement lent.

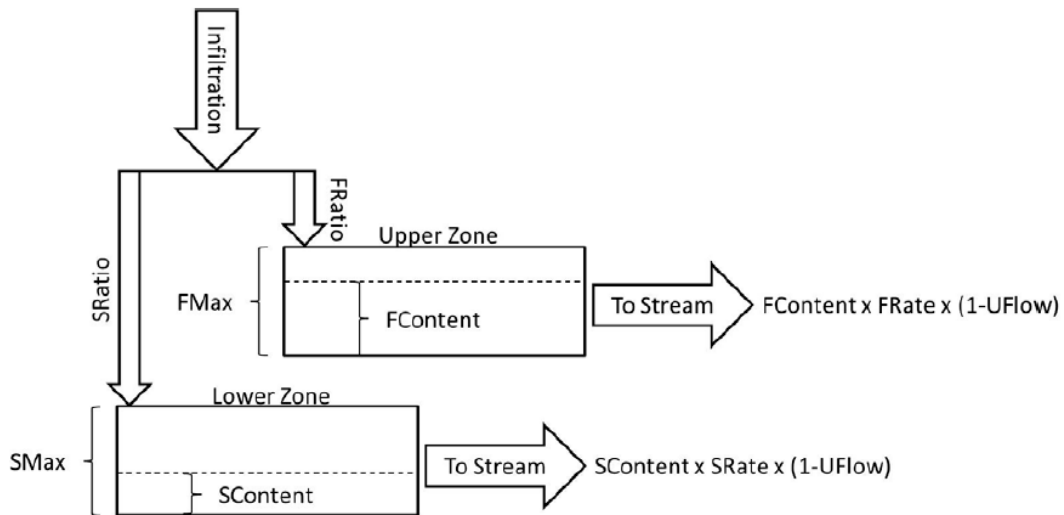


Figure 3-7 : Schéma du modèle du réservoir souterrain conceptuel (Follum and Downer, 2014)

Ce modèle a été intégré à GSSHA 6.1 en avril 2014. De plus, sa description détaillée est basée sur les explications fournies à travers nos échanges par courriel avec D. Charles W. Downer et M. Follum Michael, ingénieurs au sein du centre d'ingénierie, de recherche et de développement de l'armée des États-Unis.

Tableau 3-3 : Paramètres du modèle du réservoir souterrain conceptuel intégré au sein de GSSHA6.1

	Paramètres	Description
Zone supérieure	FMax	Capacité de stockage maximale de la zone supérieure (mm)
	FContent	Quantité d'eau dans la zone supérieure (mm)
	FRatio	Quantité d'eau infiltrée distribuée à la zone supérieure
	FRate	Vitesse à laquelle l'écoulement de la zone supérieure est distribué au réseau hydrographique (h^{-1})
	IFContent	Teneur en eau initiale de la zone supérieure (0-1)
Zone inférieure	SMax	Capacité de stockage maximale de la zone inférieure (mm)
	SContent	Quantité d'eau dans la zone inférieure (mm)
	SRatio	Quantité d'eau infiltrée distribuée à la zone inférieure
	SRate	la vitesse à laquelle l'écoulement de la zone inférieure est distribué au réseau de flux (h^{-1})
	ISContent	Teneur en eau initiale de la zone inférieure (0-1)

UFlow représente la fraction d'eau perdue par percolation à partir des deux zones. D'abord, les eaux infiltrées s'écoulent vers les zones supérieure et inférieure du réservoir souterrain en fonction du ratio de chacune (équations 3-31 et 3-32). Ensuite, selon les vitesses d'écoulement

de chaque zone ainsi que les pertes en eau percolée, la contribution des deux zones à l'écoulement des eaux dans le réseau hydrographique est estimée (Figure 3-7).

$$FRatio = Infiltration * \left(\frac{\frac{FMax}{FMax + SMax} \cdot 2 \cdot \left(1 - \frac{FContent}{SContent} \right)}{\left(1 - \frac{FContent}{FMax} \right) + \left(1 - \frac{SContent}{SMax} \right)} \right) \quad 3-31$$

$$SRation = 1 - FRatio \quad 3-32$$

3.4.3 Modélisation hydrologique à l'aide du GSSHA 6.1

La modélisation hydrologique d'un bassin versant à l'aide du système GSSHA 6.1 suit principalement les étapes standards d'une modélisation hydrologique effectuée à l'aide d'un système hydrologique usuel, à savoir, la caractérisation de la zone d'étude, la collecte et la validation des données nécessaires à la modélisation et le calage ainsi que la validation du modèle hydrologique établi pour le bassin versant à étudier.

La caractérisation de la zone d'étude consiste à déterminer ses caractéristiques physiographiques, telles que la superficie, la pente moyenne et l'élévation moyenne, à décrire le climat, le type d'occupation du sol, la nature du sol, l'hydrologie du bassin versant (Ancil et al., 2012).

La collecte de données réside dans l'identification des données nécessaires et disponibles pour la modélisation hydrologique de la zone d'étude. Par ailleurs, le processus de validation des données permet d'éliminer les valeurs aberrantes des séries d'observations et de reconstituer les données manquantes.

Le calage consiste à déterminer un ou plusieurs jeux de paramètres hydrologiques qui génèrent des simulations s'approchant au mieux de la réponse hydrologique réelle de la zone d'étude. La validation permet de vérifier si le jeu de paramètres hydrologiques sélectionné lors du calage est capable de reproduire adéquatement la réponse du bassin versant, en utilisant de nouvelles séries

de données d'entrées distinctes de celles employées lors du calage du modèle (Gnouma, 2006; Marchandise, 2007).

3.4.4 Description de l'interface WMS (Watershed Modeling System)

WMS est une interface englobant une panoplie d'outils nécessaires pour l'analyse hydrologique. Il s'agit d'un système développé par le laboratoire de recherche en modélisation environnementale de l'université Brigham Young en collaboration avec le U.S Army Corps of Engineers. Actuellement, il est développé par Aquaveo LLC. Au niveau du présent projet, la version WMS 9.1 est utilisée dans le présent projet pour la préparation de données d'entrée et le traitement des sorties du système GSSHA 6.1.

L'utilisation du WMS 9.1 a permis d'effectuer la délimitation du bassin versant sélectionné pour l'application de l'outil PHA. Il a été employé également pour l'évaluation des caractéristiques physiographiques de la zone d'étude telles que la superficie, le périmètre et l'élévation moyenne. Par ailleurs, WMS 9.1 était d'une utilité importante pour la génération du maillage 2D de la zone d'étude ainsi que l'attribution des paramètres hydrologiques pour chaque cellule.

WMS fournit une interface graphique permettant d'afficher les résultats de la simulation hydrologique comme par exemple la carte des teneurs en eau du sol calculées distribuées, la carte des taux d'infiltration calculés distribués et la carte de l'équivalent en eau de neige calculé distribué.

Les tutoriels fournis avec WMS ont été la principale documentation aidant à la familiarisation avec cet outil (http://www.xmswiki.com/wiki/WMS:WMS_Tutorials).

3.5 Développement de l'approche PHA proposée pour la modélisation hydrologique des zones de pergélisol

Pendant l'hiver, la couche active se comporte comme une couche imperméable. Par contre, elle devient un réservoir où les eaux infiltrées pourraient être stockées avant la génération du ruissellement de surface durant les saisons de fonte de neige et d'été (Woo, 2012; Woo, 1986). Ainsi pour reproduire les conditions des zones de pergélisol, la conductivité hydraulique à saturation du sol, K_s , ainsi que la capacité de stockage maximale de la zone d'écoulement souterrain rapide FAST_MAX, relatif au modèle du réservoir souterrain conceptuel du GSSHA,

ont été ajustées selon le taux du gel/dégel de la couche active. En effet, après avoir évalué la profondeur du gel/dégel de sol à l'aide de GD-MAT, K_s et FAST_MAX sont estimés et introduits par la suite au niveau du modèle GSSHA. L'approche résultant de cette liaison est dénommée PHA. Les figures 3-8 et 3-9 présentent respectivement les intrants et les sorties ainsi que les étapes d'exécution de l'approche PHA.

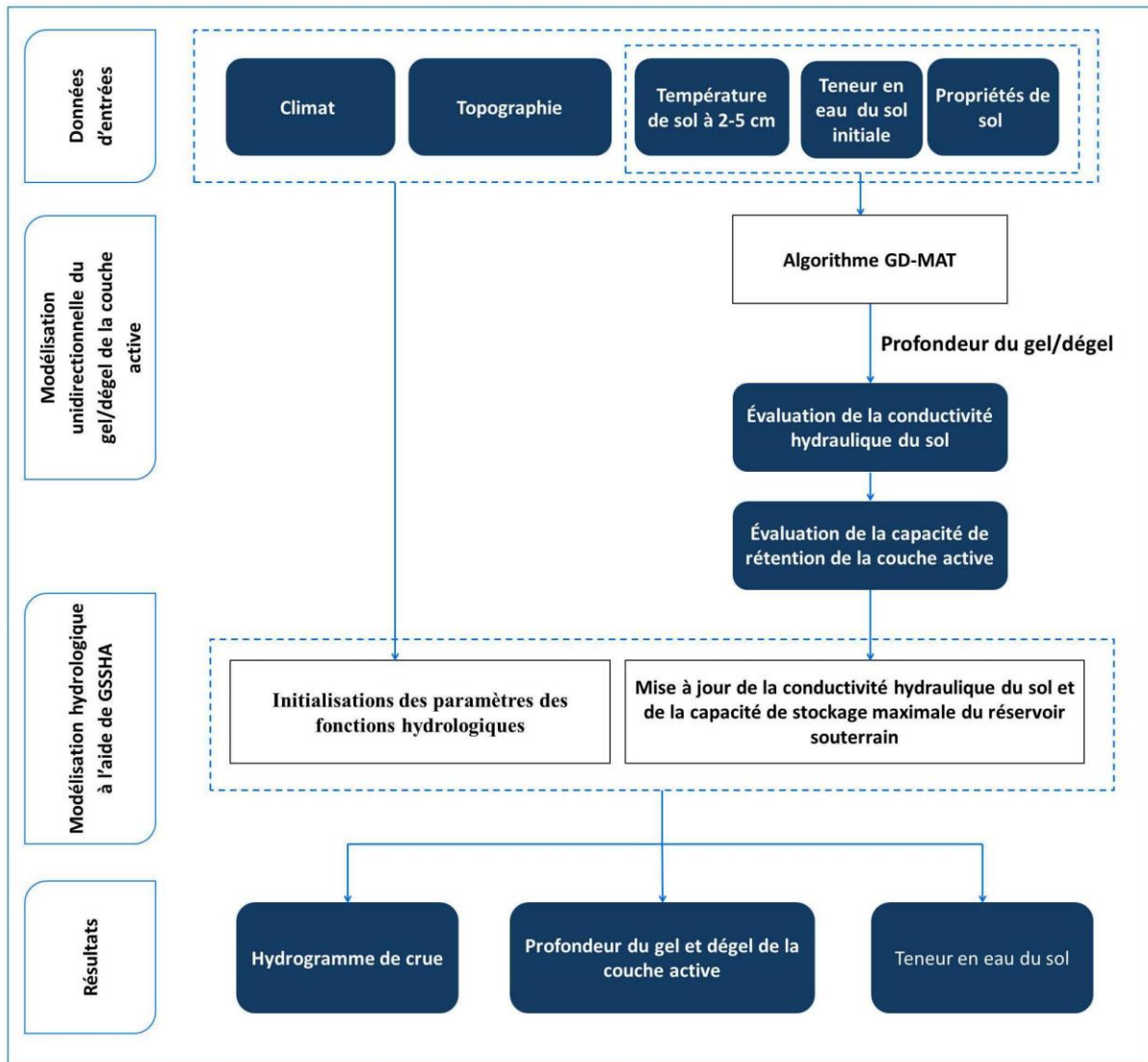


Figure 3-8 : Intrants et sorties de l'approche PHA proposée pour la modélisation hydrologique des zones de pergélisol

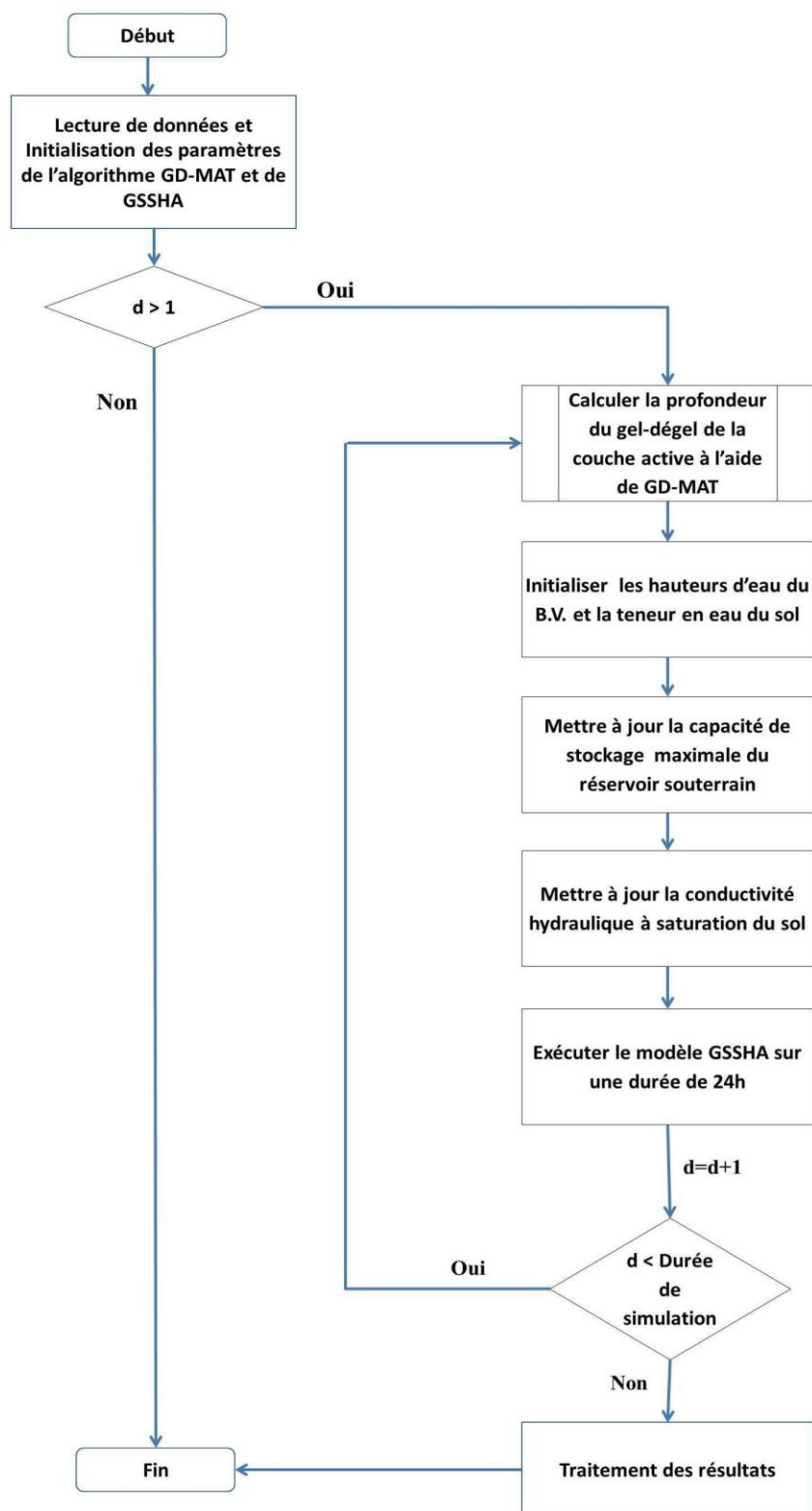


Figure 3-9 : Organigramme de l'approche PHA

À chaque pas de temps journalier du PHA, les cinq étapes suivantes sont exécutées :

- a. Estimer la profondeur du gel ou du dégel de la couche active en suivant les étapes de l'algorithme GD-MAT.
- b. Attribuer les conditions initiales caractérisant l'état du bassin versant avant le lancement du GSSHA. À cet effet, les fichiers 'hot start' ont été utilisés. Ils permettent d'enregistrer l'état hydrologique du bassin versant à la fin de la simulation. Ensuite, ils sont utilisés pour établir les conditions initiales de la période de simulation suivante. Ces fichiers contiennent les teneurs en eau, la hauteur d'eau dans chaque maille et dans le réseau hydrographique. L'équivalent en eau de neige initial est assigné d'une manière uniforme sur toute la zone d'étude. Ce paramètre est évalué en divisant le volume de neige, calculé à la fin du pas de temps précédent, par la superficie du bassin versant et multipliant par la densité de la neige.
- c. Calculer la capacité de stockage de la couche active à l'aide de l'équation 3-33 (Woo, 1986). Ensuite, remplacer l'ancienne valeur du paramètre FAST_MAX du modèle du réservoir souterrain conceptuel par la nouvelle capacité de stockage.

$$C_{C.A} = Z \times P_{moy} \quad 3-33$$

Où $C_{C.A}$ est la capacité de stockage de la couche active (mm), Z la profondeur du dégel de la couche active (mm) et P_{moy} la porosité moyenne de la couche active.

- d. Estimer la conductivité hydraulique à saturation K_s de la couche active en utilisant l'équation 3-34. Ensuite, mettre à jour K_s au niveau du fichier d'entrée de GSSHA *.cmt.

$$K_s = \left(\frac{E_{Dégel}}{E_{CA}} \right) \cdot K_{s-dégel} \quad 3-34$$

Où $E_{Dégel}$ désigne l'épaisseur du sol dégelé, E_{CA} l'épaisseur de la couche active et $K_{s-dégel}$ la conductivité hydraulique à saturation du sol dans les conditions du dégel total de la couche active.

- e. Exécuter le système GSSHA 6.1 sur une période de simulation de 24h selon un pas de temps de 60s.

De cette manière, l'approche proposée PHA permet de reproduire les conditions d'infiltration des zones de pergélisol. En effet, pendant l'hiver, la conductivité hydraulique à saturation du sol est nulle afin d'empêcher l'infiltration des eaux. Durant la fonte de neige, K_s augmente progressivement avec l'avancement du front du dégel dans la couche active pour atteindre sa valeur maximale lorsque la couche active devient entièrement dégelée. Notons que le code source du modèle GSSHA n'étant pas disponible, la liaison de l'algorithme GD-MAT à ce modèle est assuré en agissant sur les fichiers d'entrée de GSSHA et en utilisant la fonctionnalité de génération des fichiers 'hot start'.

Par ailleurs, le lien entre l'approche PHA et le modèle du réservoir souterrain conceptuel est établi à travers la capacité maximale du stockage de sa zone d'écoulement rapide, à savoir le paramètre FAST_MAX. En effet, à chaque pas de temps, FAST_MAX est mis à jour à l'aide de l'équation 3-33 afin d'introduire l'influence du gel/dégel de la couche active dans la contribution des eaux souterraines dans les débits des cours d'eau. Notons que le modèle du réservoir souterrain conceptuel a été fondé sur la base du modèle SAC-SMA, ainsi FAST_MAX correspond au paramètre UZFWM (Upper zone free water capacity) du modèle SAC-SMA (Follum and Downer, 2014).

3.6 Conclusion

Ce chapitre avait comme principal objectif la description de la méthodologie du travail ainsi que la présentation de l'ensemble des outils employés pour atteindre l'objectif général de la recherche. Pour ce faire, une description de l'algorithme de Stefan, de l'algorithme GD-MAT, du système GSSHA 6.1, de l'interface WMS 9.1 et de l'approche PHA est présentée. L'analyse des différents outils et approches décrits dans ce chapitre permet d'établir les conclusions suivantes:

- L'algorithme de Stefan est une approche simple de simulation du gel/dégel du sol nécessitant un nombre limité de paramètres. Toutefois, sa validité est limitée au sol multicouche isotrope.
- L'algorithme de Stefan requiert la disponibilité des teneurs en eau et en glace mesurées du sol à différentes profondeurs entravant son application en cas de manque de ce type de données.
- Le modèle Deardoff (1978) tient compte de l'évaporation uniquement. Par conséquent, la transpiration du couvert végétal est négligée.
- La variation de la capacité du stockage du réservoir souterrain conceptuel (FAST_MAX ou SLOW_MAX) contrôle la contribution des eaux souterraines dans les débits de rivières. Cependant, ce paramètre n'intervient pas dans l'évaluation du volume d'eau infiltrée.

Après avoir mis en place l'algorithme GD-MAT et développé l'outil informatique qui lui correspond, il a été jugé pertinent de le valider d'une façon indépendante avant de l'incorporer au niveau de l'approche PHA. Ainsi, le chapitre suivant présentera dans un premier temps les résultats de validation de l'algorithme proposé GD-MAT et décrira par la suite le bassin versant sélectionné pour l'application de l'approche PHA.

CHAPITRE 4 VALIDATION DE L'ALGORITHME PROPOSÉ GD-MAT ET DESCRIPTION DU BASSIN VERSANT WULIK-AMONT

4.1 Introduction

Avant d'incorporer l'algorithme GD-MAT au niveau de l'approche PHA, il a été jugé pertinent d'évaluer les performances de cet algorithme en l'appliquant à trois sites de gel/dégel saisonnier du sol. Cette étape permet de valider ledit algorithme avant de l'employer au niveau de l'approche PHA. Un site de pergélisol est représenté par une colonne verticale de sol dont les propriétés physiques et thermiques sont connues. Par la suite, un bassin versant situé en Alaska est sélectionné pour appliquer l'approche PHA mise en place.

Les trois sites de gel/dégel saisonnier du sol ont été sélectionnés à partir des études de cas de pergélisol et de sols gelés évaluées par Woo et al. (2004), notamment, le site 'Black Spruce Forest', le site 'Aspen Forest' et le site 'White Pine'. Ces sites ont été choisis primo pour la disponibilité de leurs données et secondo pour pouvoir comparer les résultats de l'algorithme GD-MAT à ceux obtenus suite à l'application de l'algorithme unidirectionnel de Stefan. Ces résultats sont publiés au niveau de l'article de Woo et al. (2004).

Par ailleurs, le bassin versant amont de la rivière Wulik situé en Alaska a été retenu pour l'application de l'approche PHA. Cette zone d'étude est choisie pour sa position géographique en zone de pergélisol continu et pour la disponibilité d'une partie des données nécessaires à la modélisation hydrologique en utilisant l'approche PHA. De plus, le bassin versant de la rivière Wulik se situe dans une région subissant un important réchauffement climatique où les augmentations de températures moyennes de l'air seraient de 2°C à 6°C au cours de la période de juin-août et de 2,5°C à 10°C durant la période de décembre-février à l'horizon 2100 (GIEC 2013). Cette forte augmentation de la température de l'air sera automatiquement traduite par la dégradation du pergélisol accompagnée de la croissance de l'épaisseur de la couche active. En outre, ce bassin versant est une zone où plusieurs études d'impact ont été menées en raison de la présence de l'un des plus grands producteurs de zinc au monde nommé 'Red Dog Mine'; il représente 5% de la production totale en zinc à l'échelle du globe et 79% de la production nationale aux États-Unis. D'où l'importance d'étudier le comportement hydrologique de cette région.

4.2 Présentation des sites de validation de l'algorithme GD-MAT

Le tableau 4-1 résume les propriétés de sol des trois sites de validation de GD-MAT. De plus, les données de températures et de teneurs en eau mesurées des trois sites ont été obtenues à partir de la page web de 'Index of /data/fluxnet/fluxnet_canada/data'¹. Les lignes isothermes 0°C sont disponibles sous forme graphique. Elles ont été extraites de l'article de Woo et al. (2004) en utilisant l'outil «Get Data Graph Digitizer». Bien que «Get Data Graph Digitizer» permettent d'obtenir les séries de données à partir de la numérisation des graphes qui leur correspondent, cette démarche peut comporter des erreurs de précision. Les trois sites de validation sont situés au Nord de l'Amérique.

Tableau 4-1: Propriétés de sol des sites de validation (adapté de Woo 2004)

Nom de site	Localisation	Profondeurs des couches de sol (m)	Masse volumique (kg/m ³)	Porosité (m ³ /m ³)	Fraction organique (m ³ /m ³)	Fraction minérales (m ³ /m ³)
Black Spruce Forest	53°59'N 105°07'W	0,02	90	0,8	0,2	0
		0,05	110	0,8	0,2	0
		0,10;0,15;0,20	190	0,8	0,2	0
		0,25 - 0,54 (5)	1670	0,43	0	0,57
Aspen Forest	53°42'N 106°12'W	0,02-0,04	90	0,8	0,2	0
		0,08	190	0,8	0,2	0
		0,16 - 1,00 (7)	1380	0,5	0	0,5
Site de 'White Pine'	42°40'N 80°34'W	0,02-1,00 (10)	1455	0,43	0	0,57

¹ ftp://daac.ornl.gov/data/fluxnet/fluxnet_canada/data

4.3 Modélisation du gel et dégel du sol au niveau des trois sites de validation à l'aide de GD-MAT

Le but principal de cette étape est la vérification de la performance de l'algorithme GD-MAT. La visualisation graphique des résultats ainsi que l'estimation de l'erreur relative sur le domaine temps-profondeur ont été employées pour l'analyse des résultats. Le domaine temps-profondeur observé A désigne $\int |Z_{f-observé}(t) - Z_{t-observé}(t)| dt$, l'erreur sur le domaine temps-profondeur E est $\int [|Z_{f-simulé} - Z_{t-simulé}| - |Z_{f-observé} - Z_{t-observé}|] dt$; et l'erreur relative sur le temps-profondeur par le rapport $\left| \frac{E}{A} \right|$. Z_t et Z_f correspondent respectivement aux profondeurs de dégel (t pour «thaw») et de gel (f pour «frost») du sol. Les fronts de gel/dégel observés correspondent à la ligne isotherme 0°C. Le domaine temps-profondeur E correspond à la différence entre les surfaces délimitées par les profondeurs du gel/dégel observées et simulées.

Les cellules noires et grises au niveau des figures affichant le gel et le dégel simulés à l'aide de GD-MAT représentent respectivement le front de gel et le front de dégel calculés à l'aide de GD-MAT, la ligne en étoiles bleues désignent la ligne isotherme de 0° C représentant les fronts de gel et de dégel observés.

L'algorithme GD-MAT est jugé performant s'il est à même de fournir des résultats du gel et dégel calculés comparables à ceux simulés par Woo et al. (2004) en utilisant l'algorithme unidirectionnel de Stefan.

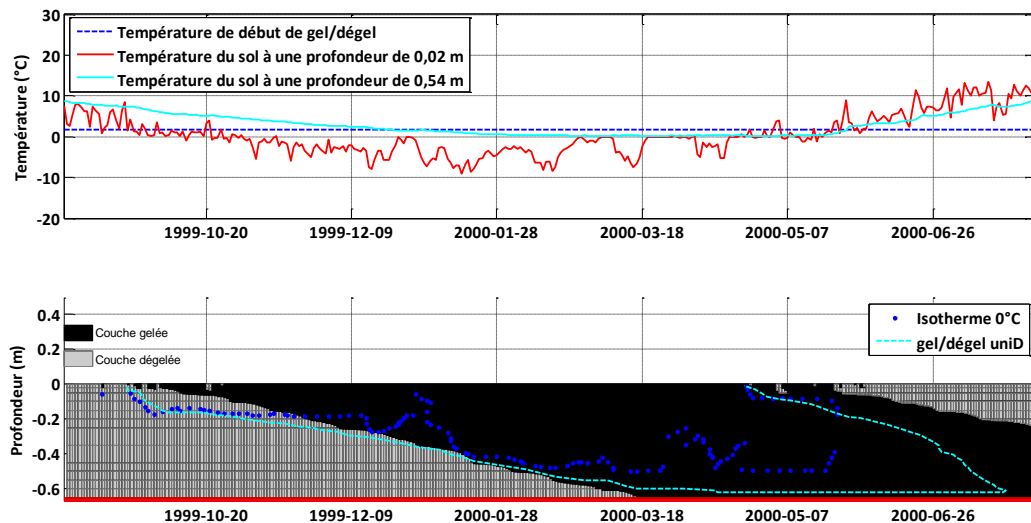


Figure 4-1: Comparaison des fronts de gel et dégel simulés et observés au niveau du site ‘Black Spruce Forest’.

La partie supérieure de la Figure 4-1 illustre la variation des températures de sol à différentes profondeurs durant la période de septembre 1999 à juillet 2000. La partie inférieure de la même figure montre les fronts de gel et dégel calculés à l’aide de GD-MAT sur la période de septembre 1999 au mois de juillet 2000. La ligne en trait cyan discontinu représente les fronts de gel et dégel calculés par Woo et al. (2004) en utilisant l’algorithme unidirectionnel de Stefan (Woo et al., 2004).

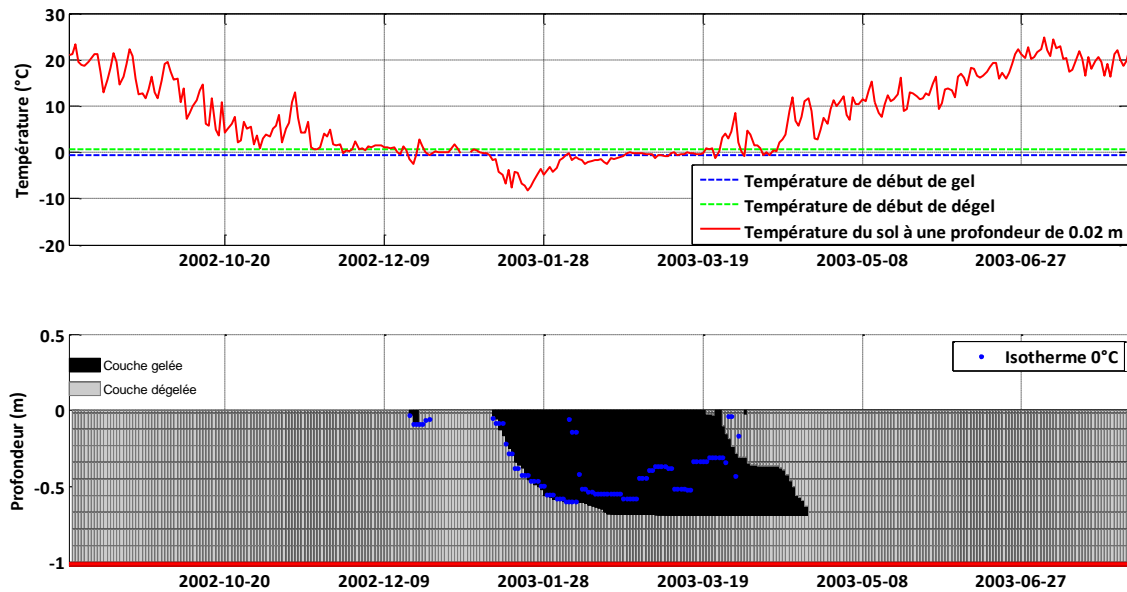


Figure 4-2: Comparaison des fronts de gel et dégel simulés et observés au niveau du site des 'White Pine'

La partie supérieure de la Figure 4-2 illustre la variation des températures de sol à différentes profondeurs durant la période de septembre 2002 au mois de juillet 2003. La partie inférieure de la même figure montre les fronts de gel et dégel calculés à l'aide de GD-MAT sur la période de septembre 2002 au mois d'août 2003.

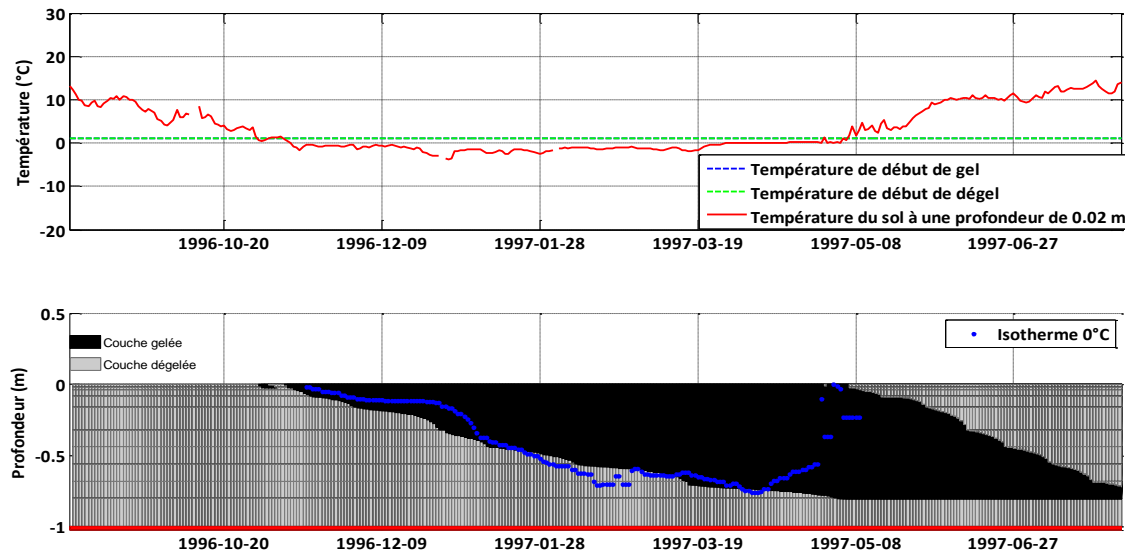


Figure 4-3: Comparaison des fronts de gel et dégel simulés et observés au niveau du site de ‘Aspen Forest’

La partie supérieure de la Figure 4-3 illustre la variation des températures de sol à différentes profondeurs durant la période de septembre 1996 au mois de juillet 1997. La partie inférieure de la même figure montre les fronts de gel et dégel calculés à l’aide de GD-MAT sur la période de septembre 1996 au mois d’août 1997.

Tableau 4-2: Erreurs relatives sur les temps-profondeurs des trois sites de validation de l’algorithme GD-MAT

Nom du site	GD-MAT	Algorithme de Stefan-1D*
Black Spruce Forest	0,76	0,53
Aspen Forest	0,68	0,59
White Pine	0,49	0,54

*évalué par Woo et al., 2004

Le gel de sol est amorcé dès que la température de la première couche du sol est inférieure au point de congélation de l'eau valant 0°C environ. Le dégel du sol débute lorsque la température de la première couche du sol est supérieure à 0°C environ. Le tableau 4-3 résume les dates du commencement du gel et du dégel des trois sites de validations.

Tableau 4-3: Dates de début du gel/dégel des trois sites de validation

Nom du site	Black Spruce Forest	White Pine	Aspen Forest
Date de début du gel	23-09-1999	14-12-2002	08-11-1996
Date de début du dégel	15-05-2000	25-03-2003	06-05-1997

Les figures 4.1, 4.2 et 4.3 montrent que l'algorithme GD-MAT surestime la profondeur maximale du gel du sol. Elles soulignent également un avancement lent du front de dégel après la fin de la saison du gel au niveau des sites 'Black Spruce Forest' et 'Aspen Forest'. Par ailleurs, le tableau 4-2 indique que l'application de l'algorithme GD-MAT aux sites de validation aboutit à des résultats de qualité moyenne dans le cas du site 'White Pine' caractérisés par une erreur relative sur le domaine temps-profondeur de 0,49. Par contre il indique que la simulation est de qualité insatisfaisante dans le cas du site 'Black Spruce Forest' où l'erreur relative est de 0,76. Afin de déterminer la cause du contraste des erreurs relatives sur le domaine temps-profondeur des différents sites, un lien entre la variation de la teneur en glace du sol et l'avancement des fronts de gel et de dégel doit être effectué.

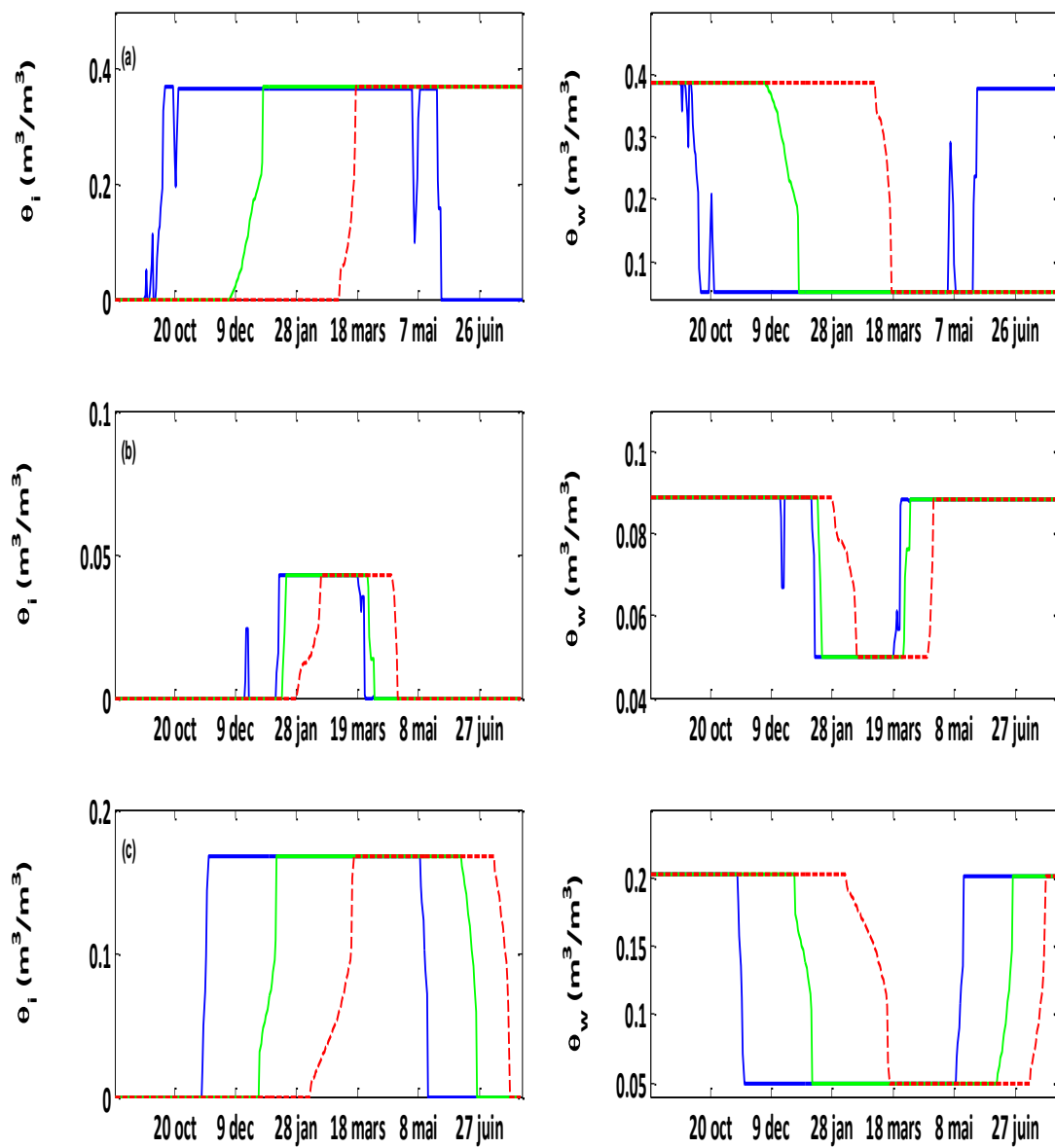


Figure 4-4: Teneurs en glace (à gauche) et en eau (à droite) du sol estimées à l'aide de GD-MAT aux profondeurs suivantes : 5 cm (ligne bleue), 35 cm (ligne verte) et 65 cm (ligne rouge). a) désigne le site 'Black Spruce Forest', b) est le site 'White Pine' et c) représente le site 'Aspen Forest'

Tout d'abord, l'analyse des figures 4.1, 4.2, 4.3 et 4.4 illustre l'existence d'une relation entre l'évolution du gel dans le sol et la variation temporelle de ses teneurs en eau et en glace. La teneur en eau du sol diminue avec l'avancement du gel dans le sol au moment où la teneur en glace du sol augmente. Pendant la saison du gel, c'est le refroidissement des couches de sol qui engendre un changement d'état de l'eau de l'état liquide en glace. Lorsque le sol est complètement gelé, la teneur en eau du sol atteint sa valeur minimale valant $0,05 \text{ m}^3/\text{m}^3$, par contre la teneur en glace devient maximale en atteignant la valeur de $0,17 \text{ m}^3/\text{m}^3$ pour le site 'Aspen Forest', $0,043 \text{ m}^3/\text{m}^3$ dans le cas du site 'White Pine' et $0,37 \text{ m}^3/\text{m}^3$ pour le site 'Black Spruce Forest'. Au cours de la saison de dégel, le réchauffement du sol cause la fusion de la glace. Ainsi, la teneur en eau du sol augmente au fur et à mesure que le dégel avance vers la base de la couche active. À la fin de la saison du dégel pour les périodes simulées, la teneur en eau du sol atteint sa valeur maximale, soit $0,39 \text{ m}^3/\text{m}^3$ pour le site 'Black Spruce Forest', de $0,089$ pour le site 'White Pine' et de $0,20$ dans le cas du site 'Aspen Forest'. La figure 4.4 montre également qu'au retour de la saison du dégel, le site de 'White Pine' est caractérisé par la plus faible teneur en glace en comparaison avec les deux autres sites; Par contre, le site 'Black Spruce Forest' a la plus grande valeur de teneur en glace à cette période de temps. Ainsi, la lenteur de l'avancement du front de dégel précédemment mentionnée pourrait être causée par la richesse du sol en glace. En effet, une teneur en glace importante du sol conduit à une résistance thermique élevée de celui-ci.

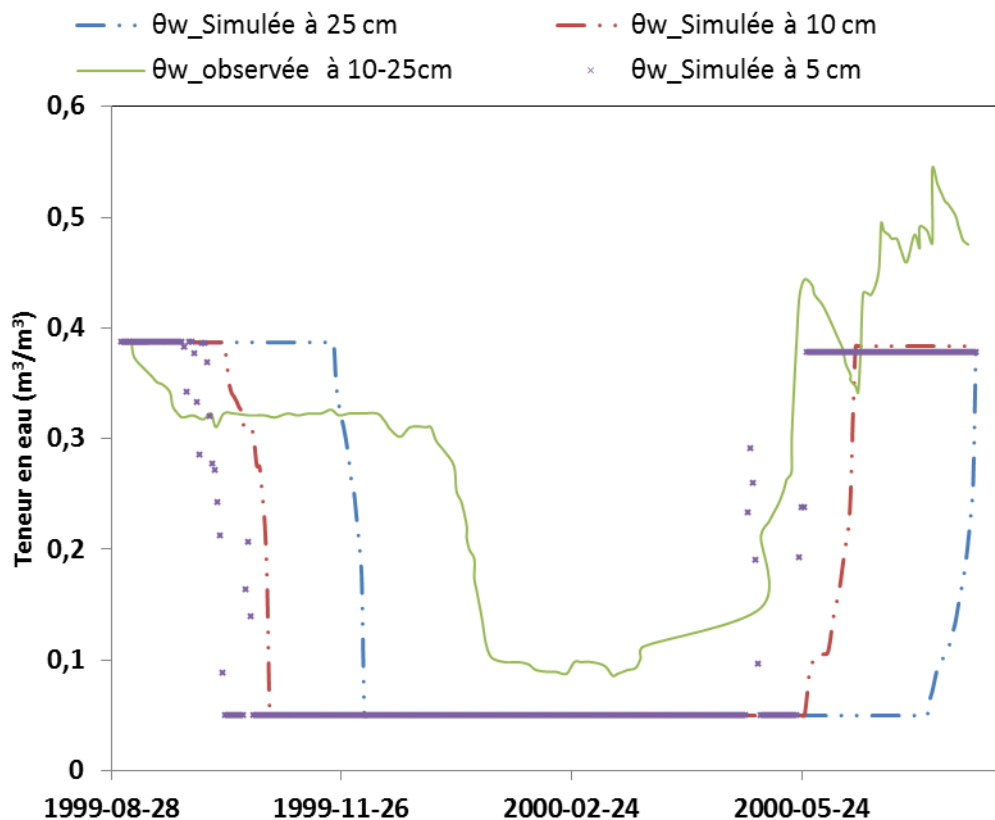


Figure 4-5: Teneurs en eau estimées et observées du site 'Black Spruce Forest'

La Figure 4-5 illustre une comparaison des teneurs en eau du sol calculées à l'aide de GD-MAT avec les teneurs en eau du sol observées à une profondeur de 10-25 cm. Les courbes suivent la même tendance. GD-MAT est à même d'introduire l'influence du gel/dégel du sol sur la teneur en eau du sol; toutefois, il ne permet pas une estimation précise de celle-ci.

De plus, un autre élément était également analysé, à savoir, la variation de la position de la ligne isotherme 0°C dans le sol. Celle-ci dépend essentiellement du gradient de température entre les couches du sol. Pour une journée donnée, un point de 0°C caractérise un passage du profil de température dans le sol d'une température négative à une température positive ou nulle. La figure 4.6 montre que la ligne isotherme 0°C au niveau du site 'Black Spruce Forest' remonte vers les couches supérieures d'une manière éminente le 30 décembre et 27 mars (Figure 4-6). Les remontées sont principalement liées à l'augmentation de température du sol. Le 24 décembre 1999, les températures des couches de sol varient de 1,58 °C à -3,95°C. Par contre elles varient de 1,53 °C à -0,17 °C le 28 décembre 1999 (Figure 4-7). L'augmentation de température du sol a induit une translation du profil de température vers le haut causant un déplacement de la ligne

isotherme 0°C de la position de profondeur -15 cm à une profondeur de -12 cm; de même pour la remontée de la ligne isotherme 0°C en 27 mars 2000. Le 15 mars 2000, les températures des couches de sol varient de 0,23 °C à -7,6°C. Par contre elles varient de 0,21 °C à -0,03 °C le 25 mars 2000 (Figure 4-8). Ainsi, l'augmentation de température du sol a induit une translation du profil de température du sol vers le haut causant un déplacement de la ligne isotherme 0°C de la position de profondeur -39 cm à une profondeur de -19 cm.

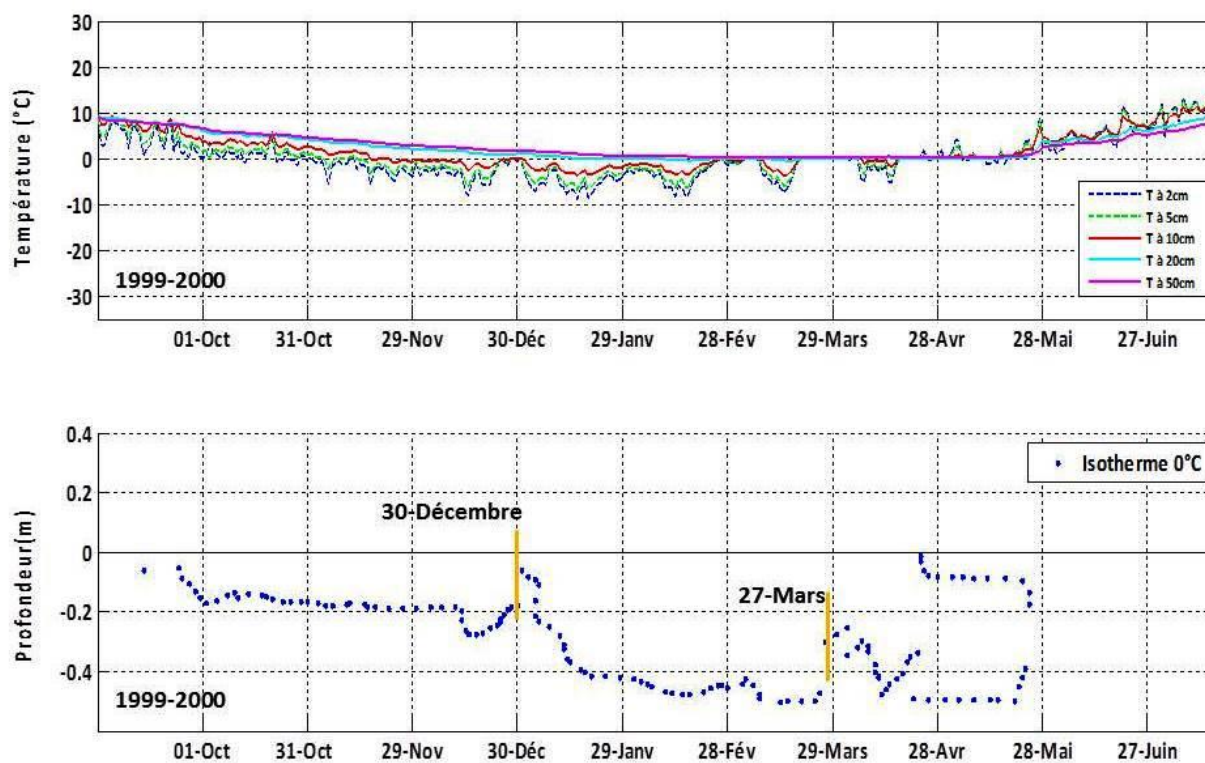


Figure 4-6: Position de la ligne isotherme 0°C du site boréal 'Black Spruce Forest'. La partie supérieure de la figure montre les températures de sol (T) à différentes profondeurs

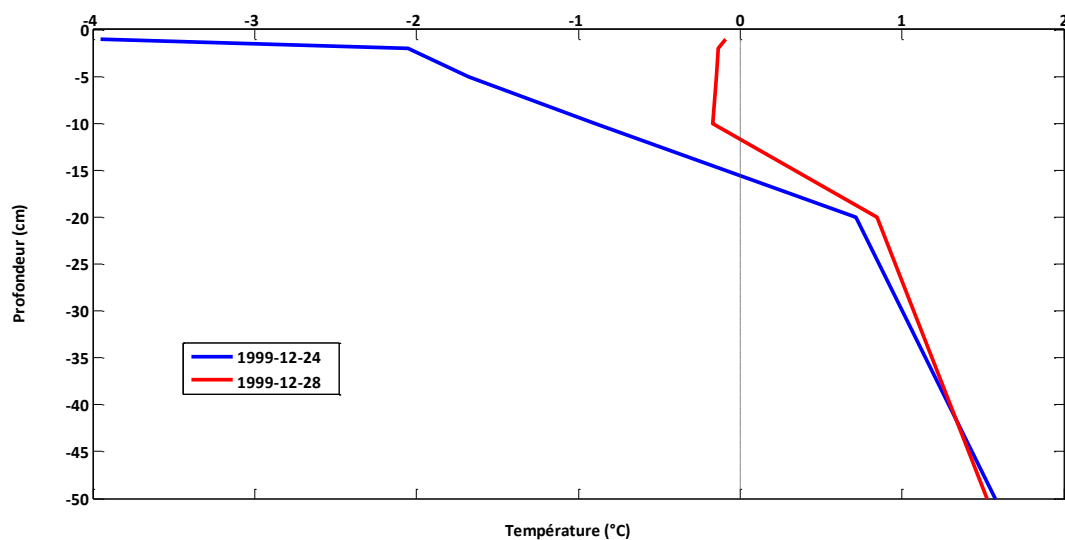


Figure 4-7: Profils de température dans le sol durant les journées de 24 et 28 décembre 1999 du site boréal d'«Black Spruce Forest»

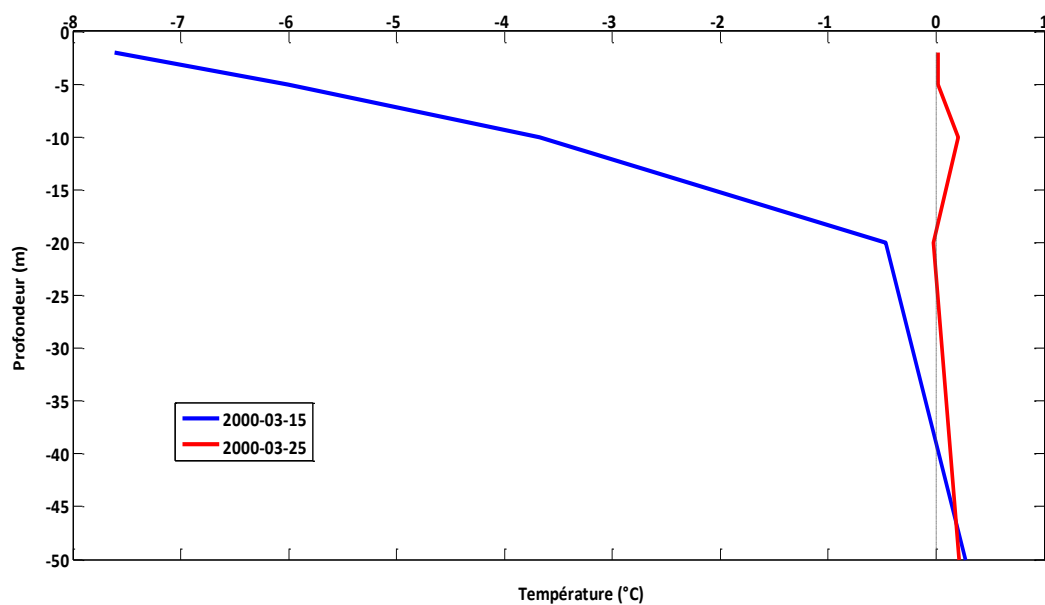


Figure 4-8: Profil de température dans le sol durant les journées de 15 et 25 mars 2000 du site boréal «Black Spruce Forest»

Finalement, la surestimation de la profondeur maximale du gel au niveau des trois sites de validation est liée à la simulation de l'avancement du gel/dégel selon une seule direction. Donc l'intégration de la modélisation du gel et dégel selon la deuxième direction au niveau de GD-MAT permettrait d'améliorer les résultats. La figure 4.9 montre une comparaison des fronts de gel/dégel observés et simulés à l'aide de l'algorithme 2D de Stefan au niveau du site 'Black Spruce Forest' sur la période de septembre 1999 à Juillet (Woo et al., 2004).

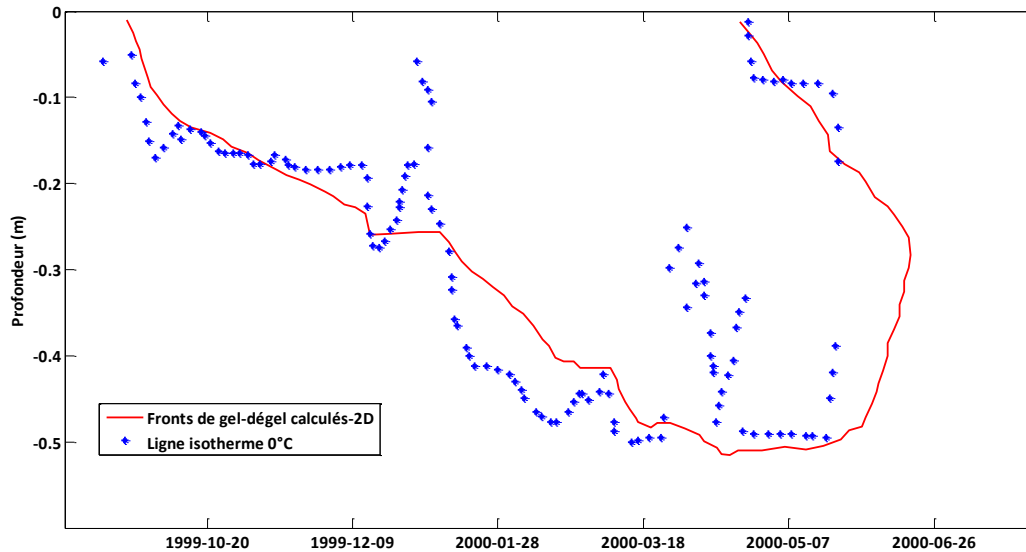


Figure 4-9: Fronts de gel/dégel observés (point) et évalués (ligne) à l'aide de l'algorithme bidirectionnel de Stefan au niveau du site 'Black Spruce Forest' sur la période de septembre 1999 au mois d'août 2000. (Adapté de Woo et al., 2004)

4.4 Présentation du bassin versant amont de la rivière Wulik et des données disponibles

4.4.1 Caractéristiques générales du bassin versant Wulik-amont

La problématique du présent projet est appliquée au bassin versant amont de la rivière Wulik située dans la zone du pergélisol continu au nord-est de l'Alaska. Elle prend ses origines dans les

montagnes De Long au niveau de l'arrondissement North Slope et se jette dans la lagune Kivalina près de la ville Kivalina. Elle a trois principales branches, à savoir les cours d'eau West Fork, Ikalukrok et Tutak. Sa longueur est de 130 *km* environ. L'exutoire de la zone d'étude se situe à une latitude de 67°52'34" Nord et une longitude de 163°40'28" Ouest. Sa superficie est de 1893 *Km*². Par ailleurs, le bassin versant Wulik est reconnu par ses richesses en ressources naturelles, à savoir le zinc, le plomb et l'argent. La zone d'étude dispose de deux stations météorologiques, notamment, Ikalukrok et Red Dog Mine 3 SSW et une station hydrométrique située à l'exutoire du bassin versant amont de la rivière Wulik (Figure 4-10). Le long du présent rapport, le bassin versant amont de la rivière Wulik est désigné par Wulik-amont.

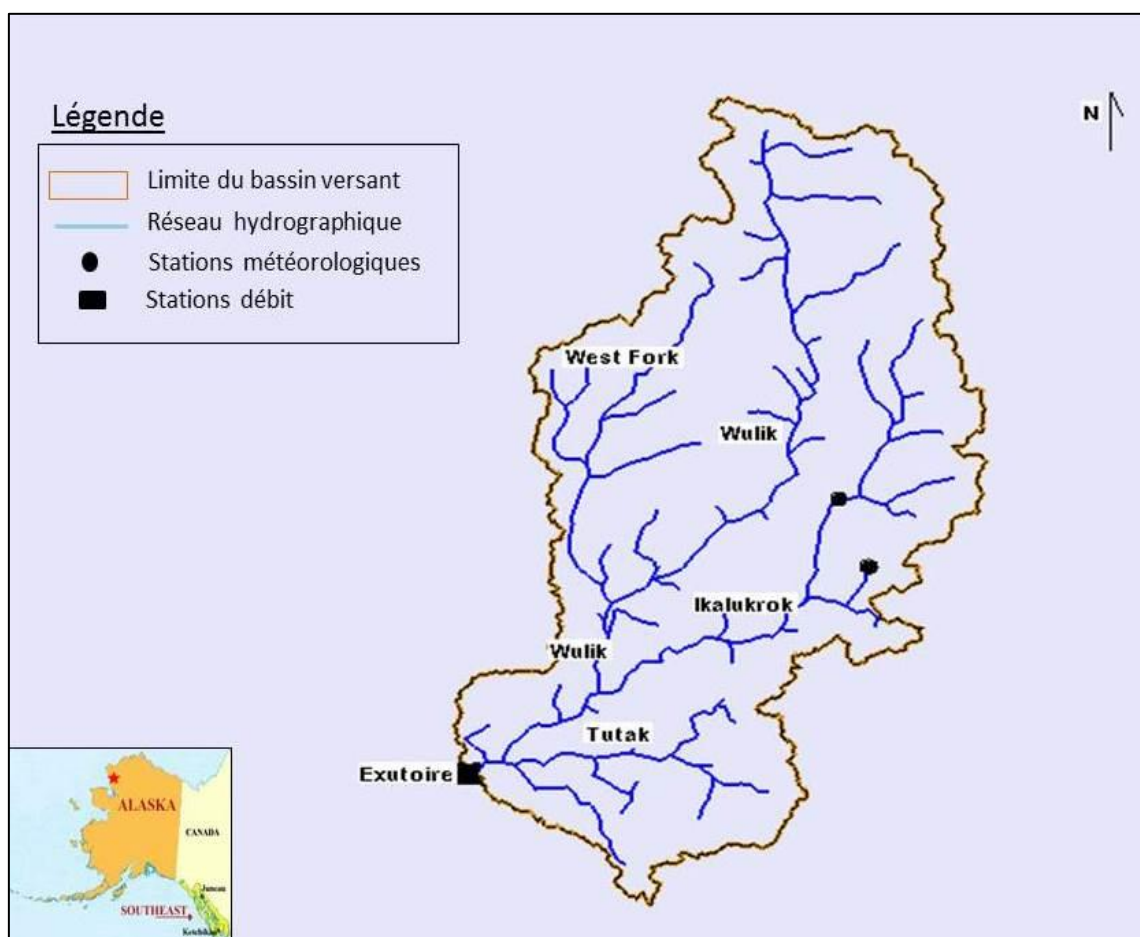


Figure 4-10: Situation géographique du bassin Wulik-amont, carte élaborée à l'aide de WMS.

Les données disponibles ont été collectées à partir des bases de données à accès public. Le tableau 4-4 résume les données disponibles de la zone d'étude en indiquant leurs sources. Les

données hydrométriques sont constituées de la pression barométrique (en pouces Hg), l'humidité relative de l'air (en %), la couverture totale du ciel (en %), la vitesse du vent (en noeuds) et la température de l'air (en Fahrenheit). Les données de débit sont disponibles sur la période de 2008-2014. Les données hydrométriques sont disponibles sur la période de 2009-2013.

Tableau 4-4: Récapitulatif des données collectées sur le bassin Wulik-amont

Type de données	Caractéristiques		Provenance	Commentaires
	Format	Échelle ou résolution		
Altitudes (GDEM)	Aster	12 m * 30 m	Produit de METI et NASA ²	Carte numérique d'élévations
Types de sol	Shapefile	1/ 250 000	AK_STATSGO ³	Jonction du fichier spatial au fichier tabulaire
Propriétés du sol	Shapefile	1/ 250 000	AK_STATSGO	Jonction du fichier spatial au fichier tabulaire
Humidité et température de sol	Texte	Journalier	NCRCS ⁴	Station Ikalukrok
Hydrométéorologie	Texte	Horaire	Surface Data Hourly Global dataset ⁵	Stations Red Dog Mine et Red Dog Aéroport
Débits	Texte	30 Minutes	USGS, Natural Water Information System ⁶	Station Wulik
Précipitations	Texte	Journalier	NCRCS	Stations Red Dog Mine, Ikalukrok et Kivalina Aéroport

² NASA & Ministry of Economy, Trade and Industry of Japan (<http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/index.jsp>)

³ State Soil Geographic for Alaska (<http://www.xmwiki.com/wiki/WebServiceCatalog>)

⁴ Natural Resources Conservation Services (<http://www.wcc.nrcs.usda.gov/nwcc/site?sitenum=965&state=ak>)

⁵ National Climatic Data Center (<https://gis.ncdc.noaa.gov/map/viewer/#app=cdo>)

⁶ U.S. Geological Survey (http://waterdata.usgs.gov/usa/nwis/uv?site_no=15747000)

4.4.2 Hydrologie

La zone d'étude est une région riche et dense en petites rivières. Elle est principalement drainée par la rivière Wulik. La profondeur à la base du pergélisol, au niveau des vallées, peut parfois atteindre 305 mètres. De plus, elle atteint 183 mètres à proximité des zones humides. Les éléments périglaciaires tels que les pingos, dépressions thermokarstiques, des lacs dégelés, des polygones sont communs sur les terrasses des cours d'eau et les montagnes à faibles pentes (NRCS, 2006). L'eau au niveau des rivières est gelée pendant l'hiver dont la période s'étend généralement du mois d'octobre au mois d'avril.



Figure 4-11 : Vue du bassin versant Wulik-amont (Adaptée à partir de Google Earth 2015)



Figure 4-12: À gauche, une vue de la rivière Wulik durant juin (Roman Dial, mapcarta.com); À droite, le Port situé à la mine de Red dog (kula.rudolph, mapcarta.com)



Figure 4-13: La fonte du pergélisol et la fonte des lentilles de glace ajoutent la turbidité de la rivière Wulik (Adaptée de *Permafrost Dynamics and Soil Carbon*, V.Romanovsky, 2007)



Figure 4-14: Vue aérienne de site de jaugeage sur la rive gauche de la rivière Wulik, du cotée de la branche Tutak près de Kivalina, Alaska le 7 Juin 2001 (Adaptée de (USGS, 2005))

Étant donné que la surface de la zone d'étude est de 1893 km^2 environ, une estimation de temps de concentration du bassin versant à étudier est effectuée en utilisant une formule proposée par Watt et Chow (1985) (Équation 4-1). Celle-ci est élaborée à partir de 44 bassins versants répartis aux États-Unis et au Canada dont l'aire varie de 0.01 à 5840 km^2 (Ancil et al., 2012).

$$t_l = 0,0000326L^{0,79}s^{-0,395} \quad 4-1$$

$$t_c \approx t_l / 0,6 \approx 35 \text{ heures} \quad 4-2$$

Avec t_l et t_c désignent respectivement le temps de réponse et le temps de concentration du bassin versant, s est la pente moyenne du bassin versant adimensionnel et L est en mètres.

4.4.3 Topographie et morphologie

Les données altimétriques ont été extraites d'un DEM produit par la NASA et le ministère de l'économie, du commerce et de l'industrie du Japon (Tableau 4-4) sous le logiciel WMS 9.1 (Watershed Modeling System). Il s'agit d'un modèle numérique de terrain formé de grille

régulière d'altitudes dont les mailles sont des rectangles de 12 m x 30 m. Le DEM est utilisé lors de la délimitation de la zone d'étude ainsi que pendant la création du maillage 2D pour la simulation hydrologique à l'aide du système GSSHA. La répartition d'altitudes est illustrée par la figure 4.15. L'élévation moyenne de la zone d'étude est de 318 m avec une pente moyenne du bassin versant de 0,00647 m/m. Le tableau 4-5 constitue une synthèse des caractéristiques physiographiques de la zone d'étude évaluées à l'aide de l'outil WMS 9.1.

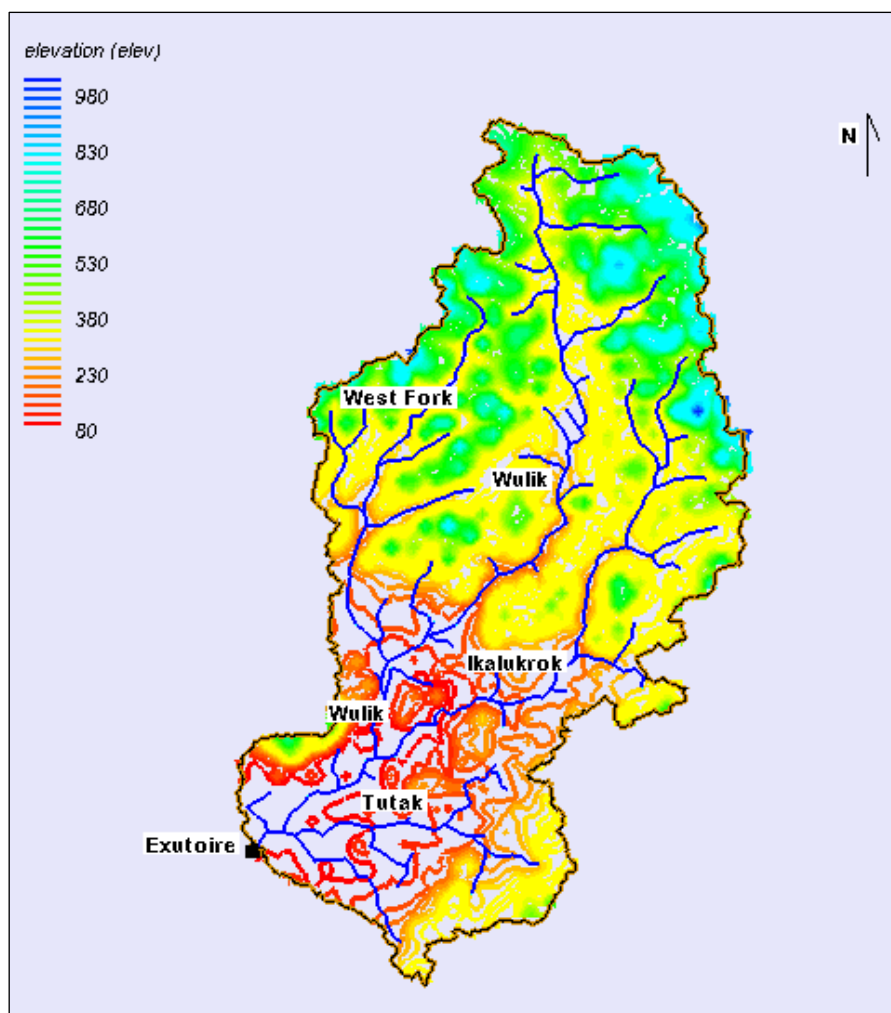


Figure 4-15: Altitudes du bassin versant Wulik-amont (en mètres), carte élaborée à l'aide de WMS

Quatre unités sont distinguées au niveau du bassin Wulik-amont : i) les moyennes montagnes accidentées, ii) les basses montagnes, iii) les hautes terres et iv) les plaines. Les moyennes et basses montagnes font partie de la chaîne montagneuse DE LONG située au nord de la zone

d'étude et dont les élévations varient de 1200 à 600 m. Par ailleurs, les hautes terres occupent la majeure partie du bassin versant à étudier.

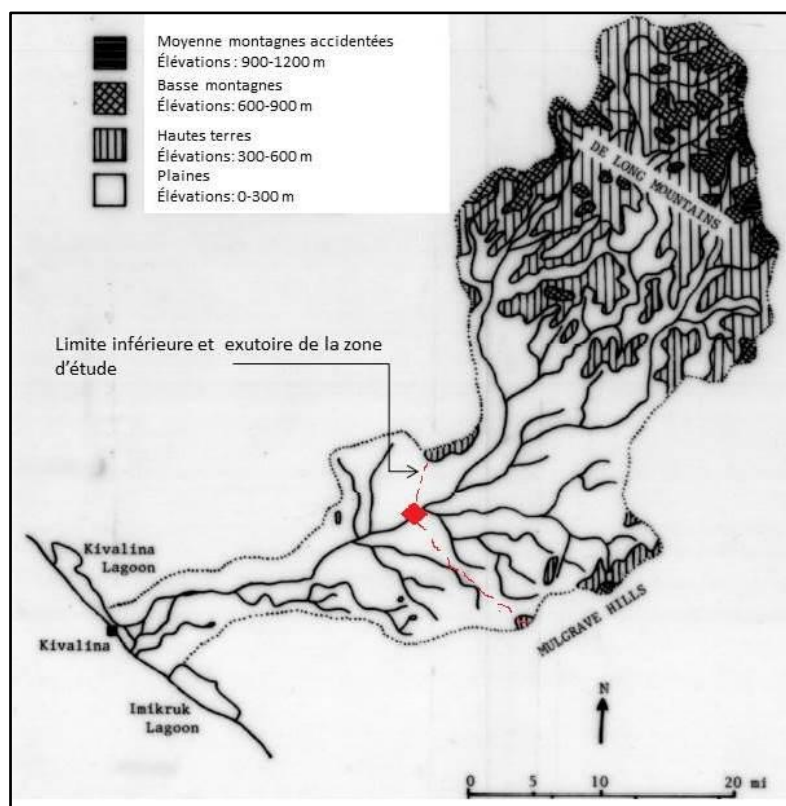


Figure 4-16 : Physiographie du bassin versant Wulik-amont (Adaptée, Alaska division of geological and geophysical survey, 1982-1983)

Tableau 4-5: Caractéristiques physiographiques du bassin versant amont Wulik estimées à l'aide de l'outil WMS 9.1

Surface (km^2)	1893
Périmètre (km)	388
Longueur d'écoulement maximale (km)	98
Élévation moyenne (m)	318
Pente maximale au niveau des cours d'eau (m / m)	0,0049
Temps de concentration (h)	35

L'indice de compacité de Gravelius (1914) (Équation 4-3) et l'indice de forme d'Horton (Équation 4-4) ont été utilisés afin de décrire la forme de la zone d'étude.

$$K_G = 0.28P / \sqrt{A} = 2.5 \quad 4-3$$

$$K_H = A / L^2 = 0.2 \quad 4-4$$

Avec K_G et K_H sont les indices de Gravelius (1914) et d'Horton, P et A , périmètre et surface du bassin versant respectivement, et L , longueur du cours d'eau principal.

Étant donné que $K_G > 1.5$ et $K_H < 1$, le bassin versant amont de la rivière Wuilik est de forme allongée.

4.4.4 Données d'occupation du sol et de texture du sol

La zone d'étude est principalement caractérisée par deux types de gélisol, notamment les tourbes et le substratum. En effet, l'analyse des données de types de sol relatives à l'Alaska obtenus sous format *.shp et *.mdb a permis de générer la carte illustrée à la figure 4.17 à l'aide de l'interface

WMS 9.1. Les tourbes occupent pratiquement le Sud du bassin versant à étudier au moment où le substratum affleure dans sa zone nordique.

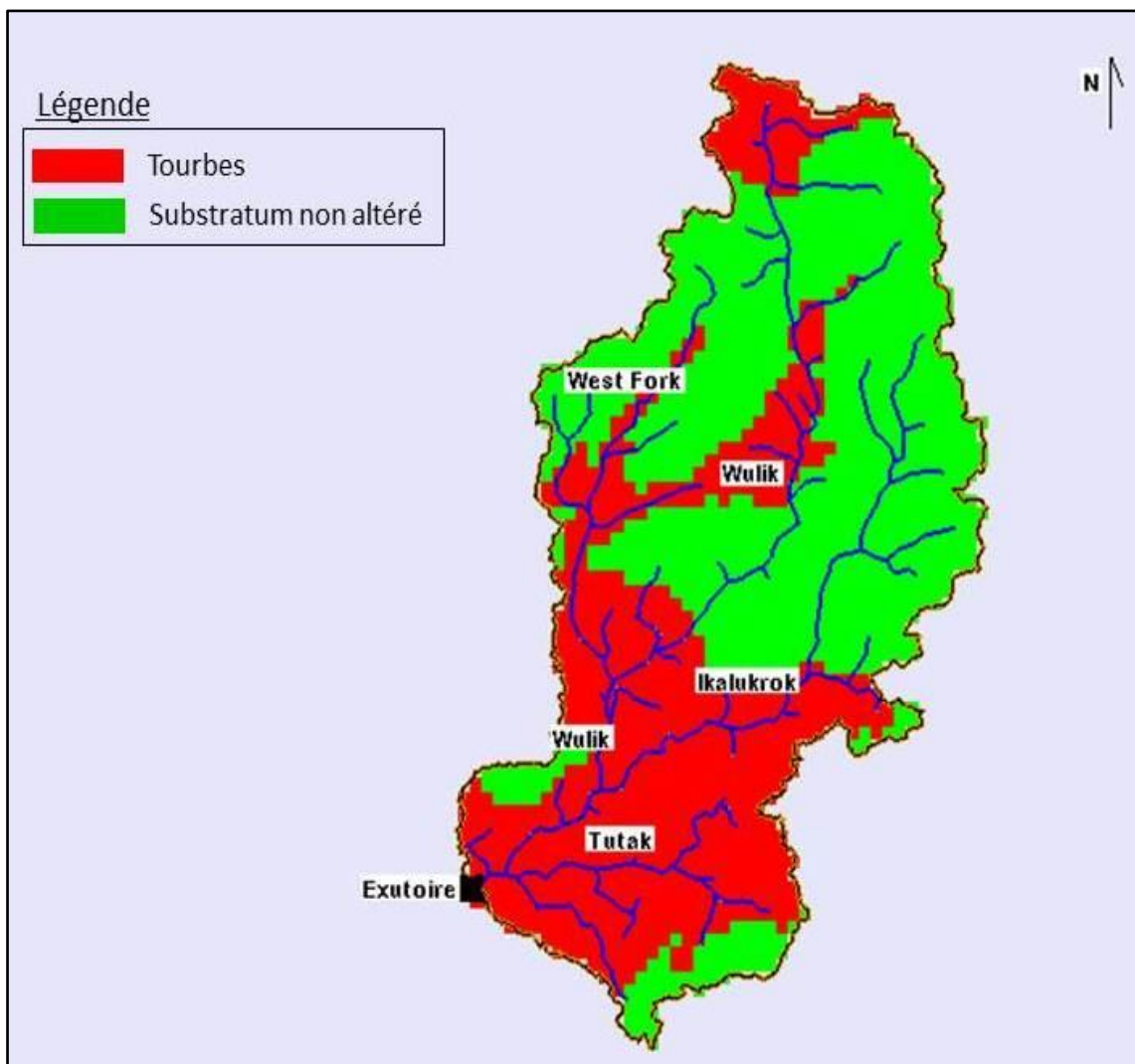


Figure 4-17: Principaux types de sol du bassin amont de la rivière Wulik

Les résidents locaux utilisent principalement cette région éloignée pour la chasse de subsistance, la pêche et la cueillette. Les loisirs de forêt et la chasse constituent également des occupations de terrains de plus en plus répandues (NRCS, 2006). La présente région ne possède pas encore de carte d'occupation de sol. Par contre, l'analyse des images fournies par Google Earth permet de déduire que la zone est principalement constituée de terrains naturels dotés de végétations courtes et d'une absence d'agglomérations urbaines bien développées.

4.4.5 Climatologie

Le bassin versant amont de la rivière Wulik est soumis à un climat arctique. Il est caractérisé par une courte saison d'été et de longues périodes hivernales. Les précipitations annuelles varient de 381 à 1016 mm. La température annuelle varie de -13 à -9 °C (NRCS, 2006). Par ailleurs, l'analyse des normales de températures à la station Kivalina située à l'embouchure de la rivière Wulik montre que les températures de cette région sont généralement basses. En effet, la température normale mensuelle maximale atteinte en été ne dépasse pas 15 °C.

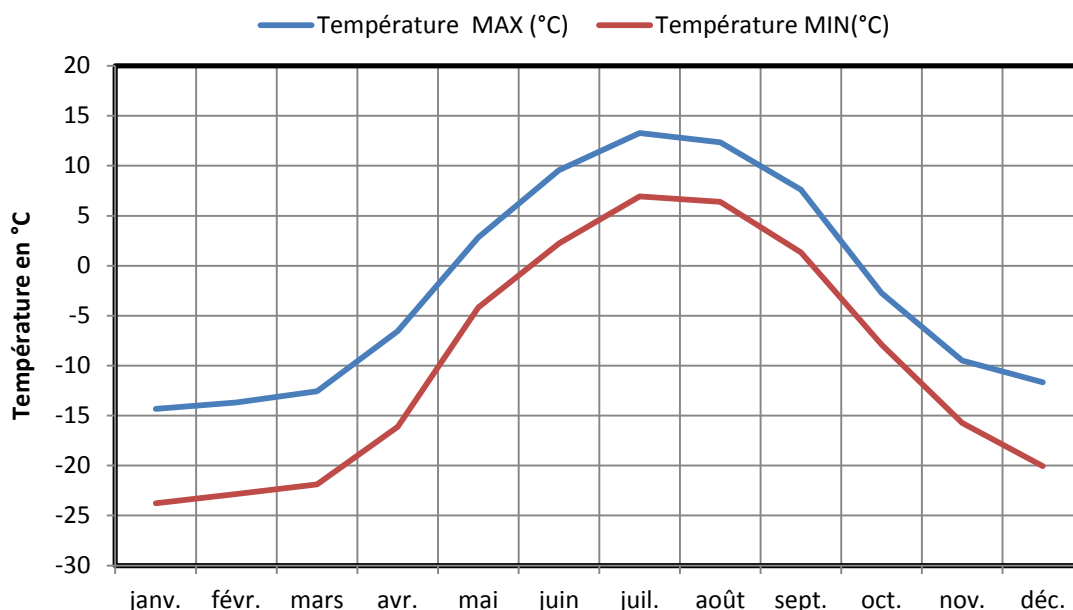


Figure 4-18: Normales de température à la station de météo Kivalina sur la période 1980-2010

(ACRC, 1917)

4.4.6 Données pluviométriques

Les données de précipitation disponibles sur la zone d'étude ont été collectées à partir des stations météorologiques, puis consignées à la figure 4.19.

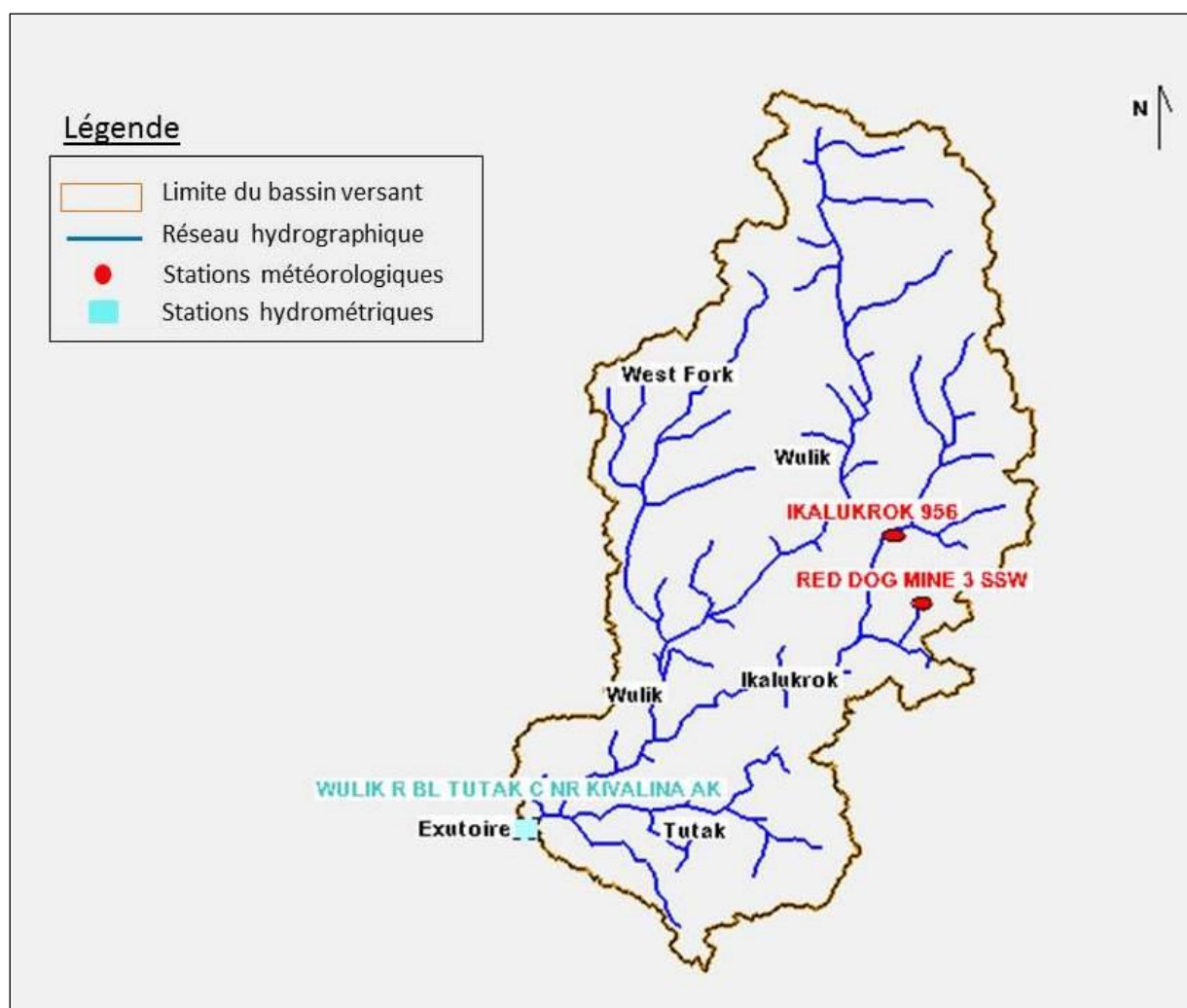


Figure 4-19: Équipement hydro-météorologique au niveau du bassin versant amont de la rivière Wulik

La station Ikalukrok fournit des données de précipitations de 2006 à 2010 mais elles étaient écartées au niveau du présent projet à cause de leur mauvaise qualité. En effet, les précipitations au niveau de cette station étaient mesurées à l'aide d'un pluviomètre à auget basculant. Ce dernier ne permet pas de quantifier adéquatement les précipitations pendant l'hiver puisqu'elles sont constituées de neige en totalité.

Par ailleurs la station Red Dog Mine a produit des données de précipitations de 2010 à 2014. La figure 4.19 montre que le réseau de stations météorologiques de la zone d'étude est de faible densité. Par conséquent, nous avons opté pour l'utilisation des données de précipitation d'une station météorologique située à la ville Kivalina. Celle-ci fournit des données de 1998 à 2014.

Tableau 4-6: Caractéristiques des stations hydrométriques et météorologiques

	Nom	ID	Localisation		Agence de gestion	Qualité de données
			Longitude	Latitude		
Stations Météoro logiques	Ikalukrok	956	163°00'00.0"W	68°05'00.0" N	-	Non approuvée
	Red Dog Mine 3SSW	USW000 26655	162°55'15.6"W	68°01'40.8" N	NRCS Natural Resources Center Service	Non approuvée
	Kivalina Aéroport	-	164°32'54.0"W	67°43'54.0" N	NRCS Natural Resources Center Service	Non approuvée
Stations Hydrom étrique	Wulik R BL Tutak C NR Kivalina AK	15747000	163°40'28" W	67°52'34" N	USGS	Approuvée sauf les années 2013 et 2014

La période sélectionnée pour effectuer l'ensemble des simulations s'étend de 2010 à 2013. Elle correspond à la durée où la majorité des données nécessaires à la modélisation hydrologique de la zone d'étude est disponible. Étant donné que la qualité des données de précipitation n'était pas garantie, un traitement minutieux s'est avéré une étape cruciale lors de la préparation des intrants du système GSSHA. Pour ce faire, les cumuls mensuels de précipitations ont été calculés et comparés avec les valeurs normales mensuelles disponibles au niveau de la station la plus proche au bassin versant Wulik- amont, à savoir la station Kotzebue Wso Ap. Les normales mensuelles ont été obtenues à partir du site web du centre de recherche de climat de l'Alaska (ACRC, 1917). Ce sont des normales climatiques d'une période de 30 ans de 1981 à 2010. La figure 4.20 affiche la localisation de la station Kotzebue par rapport aux autres stations météorologiques ainsi que l'élévation de chacune.



Figure 4-20: Localisation des stations météorologiques utilisées lors du traitement des données de précipitations

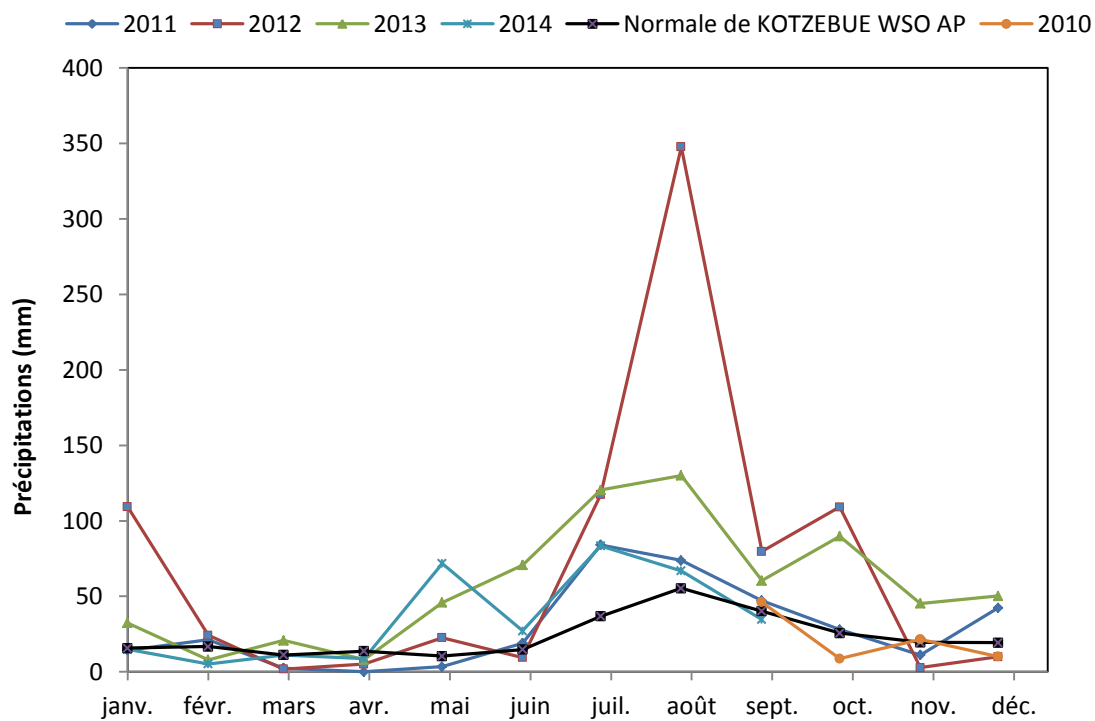


Figure 4-21: Comparaison des précipitations mensuelles de la station Red Dog Mine de 2010 à 2014 avec les normales mensuelles de précipitations au niveau de la station Kotzebue Wso Ap

Les figures 4.21 et 4.22 montrent que les précipitations mensuelles au niveau de la station Red Dog Mine et Kivalina Airport suivent la tendance des normales mensuelles de la station Kotzebue Wso Ap, à l'exception des valeurs correspondant aux mois de janvier et d'août de l'année 2012 à la première station et celles relatives au mois d'août de l'année 2012 de la deuxième station. Selon le centre de recherche de climat de l'Alaska, la région nord-ouest de l'Alaska a connu des précipitations importantes pendant le mois d'août 2012. En effet, la station Red Dog Mine a reçu la plus importante quantité de précipitations atteignant jusqu'à 350 mm pendant un mois. Cette pluviométrie constitue plus que la moitié des précipitations reçues pendant une année entière à la station Red Dog Mine (<http://akclimate.org/Summary/Synoptic/2012/Aug>).

Tableau 4-7 : Précipitations annuelles des stations Red Dog Mine et Kivalina Airport

	Red Dog Mine (mm)	Kivalina Airport (mm)
2011	347,2	136,9
2012	839,3	378,2
2013	682	316,3

Les figures 4.21 et 4.22 et le tableau 4-7 montrent que les précipitations reçues au niveau des stations Kivalina Airport et Kotzebue Wso Ap sont inférieures à celles de la station Red Dog Mine. En effet, la normale annuelle de la station Kotzebue est de 279,4 mm et les précipitations annuelles de la station Kivalina Aéroport varient de 136,9 mm à 378,2 mm sur la période 2011-2013 au moment où les précipitations annuelles de la station Red Dog Mine varient de 347,2mm à 839,3 mm sur la période 2011-2013. Cette différence est principalement liée à la localisation des stations, à leurs altitudes ainsi qu'à leurs proximités de la mer (Figure 4.20).

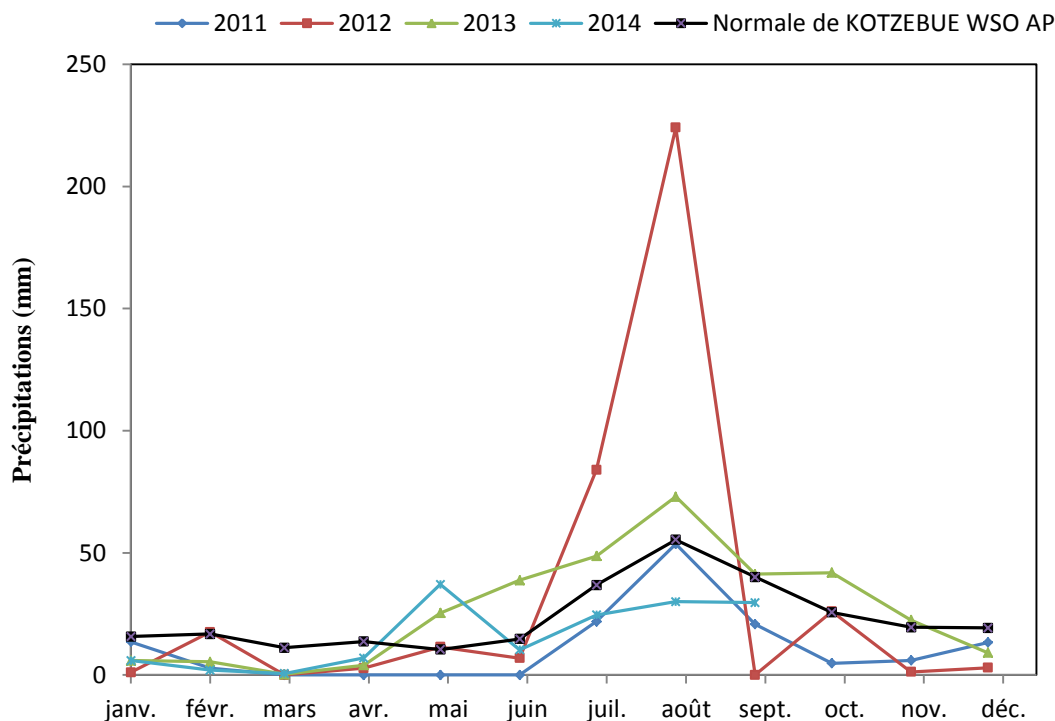


Figure 4-22: Comparaison des précipitations mensuelles de la station Kivalina Airport de 2011 à 2014 avec les normales mensuelles de précipitations au niveau de la station Kotzebue

Les précipitations reçues au niveau de la station Kivalina en janvier 2012 est de 1 mm. Or, la station Red Dog Mine a reçu 109,3 mm pendant la même période. De plus, la normale du mois de janvier 2012 au niveau de Kotzebue est de 15,7 mm. La différence entre la valeur de précipitations affichée au niveau de la station Red Dog Mine et celles des stations Kotzebue et Kivalina peut être liée soit à une éventuelle erreur au niveau des données de la première station ou bien à la différence d'altitudes. Selon, l'aperçu national de climat des États Unis pour le mois de janvier 2012 publié par le Centre Nationale d'Information Environnementale (<https://www.ncdc.noaa.gov/sotc/national/201201>) , cette période était le mois des événements extrêmes pour la région ouest du pays, en particulier l'Alaska, durant lequel la région avait connu de fortes tempêtes de neiges. Ainsi, une précipitation de 109,3 mm au niveau de la station Red Dog Mine pour le mois de janvier 2012 était jugée correcte.

Par ailleurs, deux données manquantes de précipitations journalières de la station Red Dog Mine ont été reconstituées à l'aide de la moyenne pondérée par rapport à la tendance annuelle de la station Kivalina donnée par l'équation 4-5 (Anctil et al., 2012).

$$h_x = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{\bar{h}_x}{\bar{h}_i} h_i \quad 4-5$$

Où h_x est la hauteur de précipitation manquante estimée à la station Red Dog Mine, N est le nombre de stations utilisées égal à 1 dans la présente étude de cas, \bar{h}_x et \bar{h}_i désignent respectivement les moyennes de précipitations des stations Red Dog Mine et Kivalina correspondant à la période 2010-2013 et h_i est la hauteur de précipitation à la station Kivalina.

Tableau 4-8 : Données de précipitations reconstituées de la station Red Dog Mine

	Précipitations observées à la station Kivalina (mm)	Précipitations estimées à la station Red Dog Mine (mm)
2011-07-21	0,8	1,67
2012-08-02	0,3	0,63

4.4.7 Données hydrométriques

Les données hydrométriques disponibles sont constituées de la pression barométrique (pouces Hg), la couverture totale du ciel (%), la vitesse du vent (neuds) et la température de l'air (°F Fahrenheit) et l'humidité relative de l'air (%). Les quatre premiers types de données ont été obtenus à partir de la station Red Dog Aéroport. L'humidité relative est fournie par la station Red Dog Mine.

Le traitement de données hydrométriques a principalement concerné l'analyse des températures de l'air correspondant à la période 2010-2013 parce qu'elles représentent un élément clé au niveau de la modélisation de la fonte de neige à l'aide du système GSSHA. La figure 4.23 illustre une comparaison des températures moyennes de l'air avec les normales mensuelles de la station Kotzebue Wso Ap. De plus, le tableau 4-9 résume les résultats d'analyse de la densité temporelle des données de température de l'air pour la période 2010-2013.

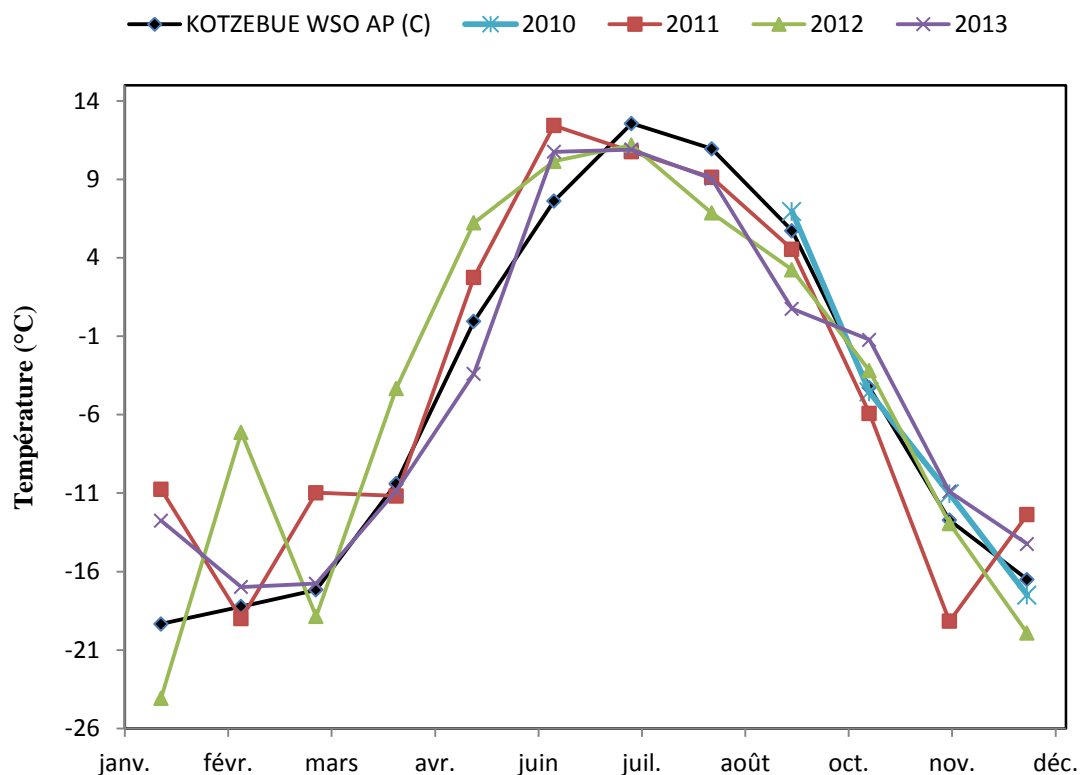


Figure 4-23: Comparaison des températures mensuelles de la période 2010-2013 avec les normales mensuelles de la station Kotzebue

Tableau 4-9 : Densité temporelle des données de température de l'air disponible pour la période 2010-2013

Période	11-2010 au 10-2011	11-2011 au 10-2012	11-2012 au 10-2013
Nombre de jours où la température de l'air est manquante	139	218	70
Nombre de jours où la température de l'air est disponible	226	147	295
Température de l'air minimale (°C)	-30	-34	-32
Température de l'air maximale (°C)	21	19	24
Température moyenne annuelle de l'air (°C)	-4,37	-2,96	-16,23

Tableau 4-10 : Plages maximales correspondant aux données manquantes de température de l'air pour la période 2010-2013

	Durée de la plage maximale de données manquantes (jours)	Date de départ	Date de fin
Du 11-2010 au 10-2011	12	2011-09-29	2011-10-11
Du 11-2011 au 10-2012	19	2012-04-29	2012-05-18
Du 11-2012 au 10-2013	9	2012-12-20	2012-12-29

4.4.8 Données de débits

Les données de débits sont disponibles au niveau de la station Wulik située à l'exutoire de la zone d'étude. La série d'observation de débits s'étend du 2009 au 2014 selon un pas de 30 minutes. La qualité des données est approuvée sauf pour les années 2013 et 2014. Le volume d'eau ruisselée pendant la période 2010 - 2012 constitue 82,9 % des précipitations.

4.4.9 Caractéristique du pergélisol au niveau du bassin versant Wulik-amont

La caractérisation du pergélisol du bassin versant Wulik-amont est effectuée à partir des données descriptives disponibles sous formes spatiale (*.shp) et tabulaire (*.mdb) établies dans le cadre de l'étude des sols de l'Alaska par le département de l'agriculture des États-Unis (Soil Survey 2012).

La zone d'étude est dotée d'un pergélisol continu située à une profondeur maximale de 0,68 m (Soil Survey 2012). Le pergélisol est principalement constitué du loam graveleux ou bien du substratum. Par ailleurs, le profil général de la couche active de la zone d'étude est constitué essentiellement d'une couche organique d'une épaisseur variant de 1 à 6 cm et d'une couche minérale. La conductivité hydraulique à saturation de la couche organique varie de 5 à 15,1 cm/h. De plus, les sols sont de types hydrologiques C et D.

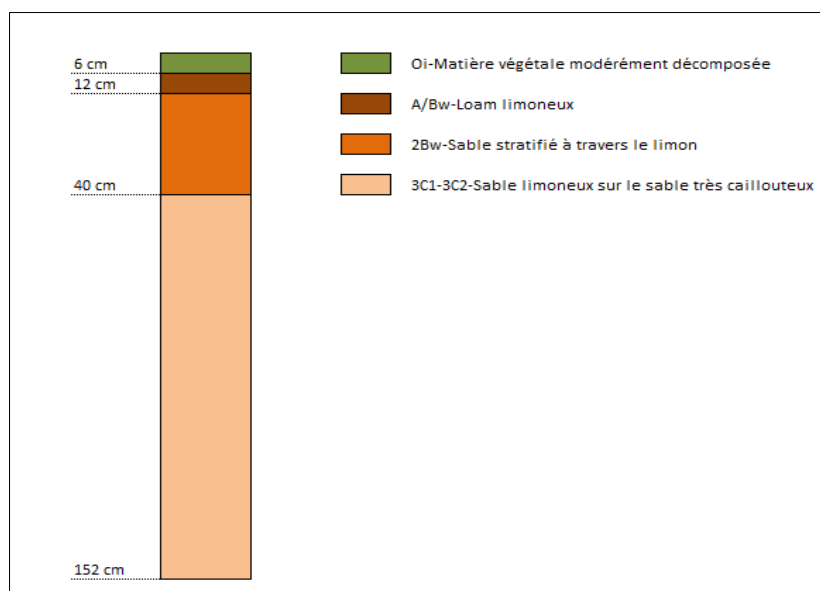


Figure 4-24: Profil de sol au niveau du site Ikalukrok (Adapté à partir de (USDA, 2012))

Les données de teneur en eau et de température au niveau de différentes profondeurs ont été obtenues à partir du site Ikalukrok. Le profil général du sol au niveau du site Ikalukrok est présenté au niveau de la figure 4.24. Les teneurs en eau ainsi que les températures sont disponibles au niveau de trois profondeurs distinctes, notamment, 5,08; 20,32 et 50,08 cm.

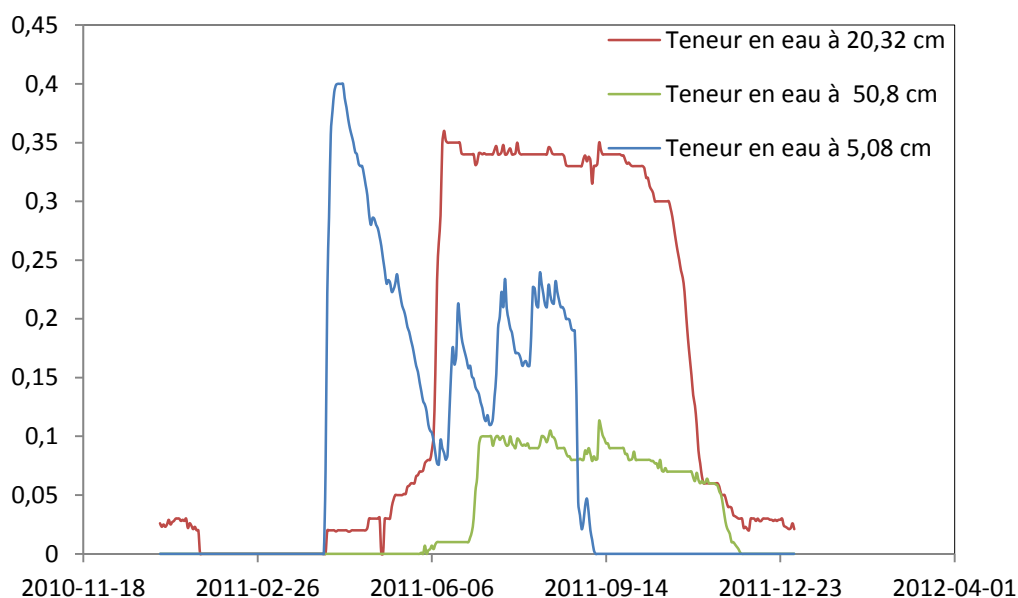


Figure 4-25: Teneurs en eau mesurées du sol de l'année 2011 à différentes profondeurs au niveau du site Ikalukrok (<http://www.wcc.nrcs.usda.gov/nwcc/view>)

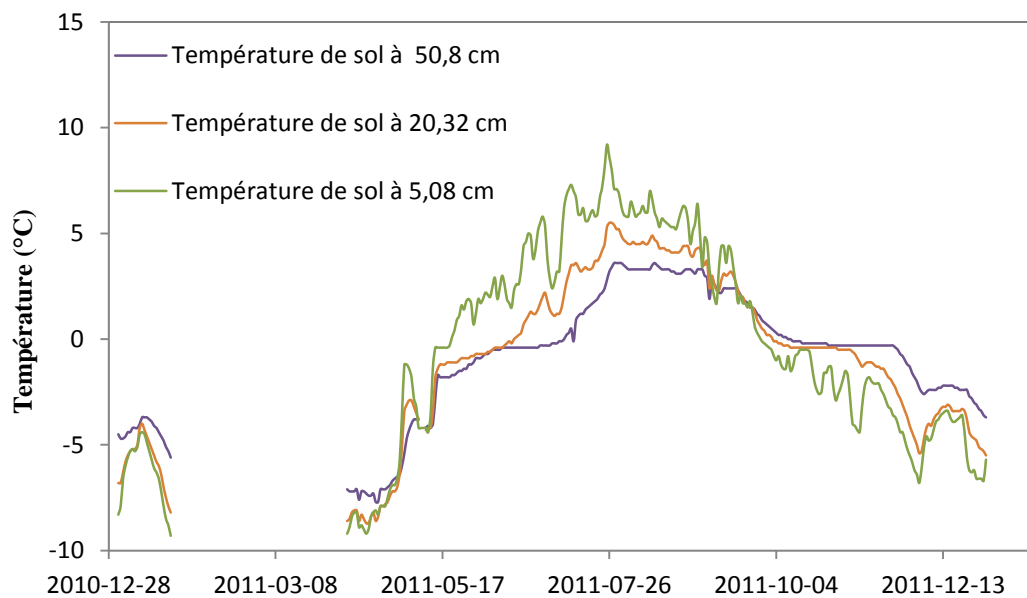


Figure 4-26: Températures mesurées du sol de l'année 2011 à différentes profondeurs au niveau du site Ikalukrok (<http://www.wcc.nrcs.usda.gov/nwcc/view>)

La figure 4.25 montre que durant l'été la teneur en eau du sol est maximale par contre durant l'hiver elle devient minimale. De plus, l'humidité de sol varie selon la profondeur.

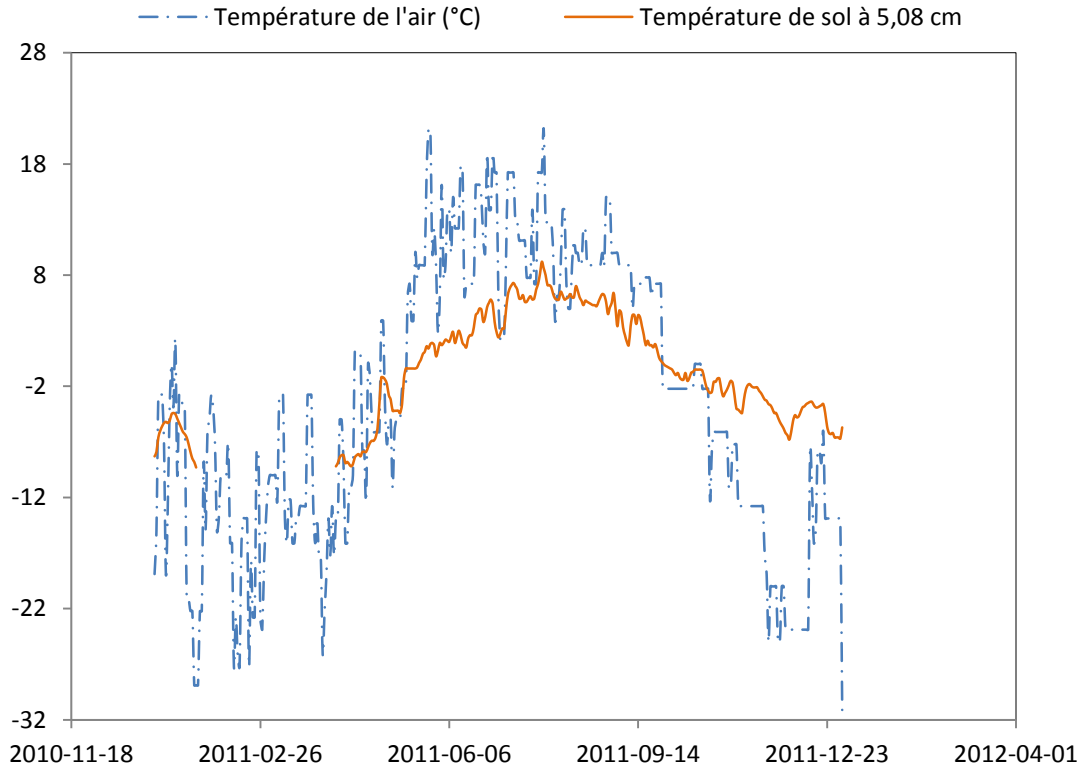


Figure 4-27: Comparaison de la variation des températures mesurées de l'air et celles du sol à une profondeur de 5,08 cm (<http://www.wcc.nrcs.usda.gov/nwcc/view>)

La figure 4.27 illustre que la température de l'air subit des variations plus importantes que celle du sol. De plus, un retard de la propagation de la température vers le sol est à souligner. L'importance de ce retard est liée à l'importance du couvert végétal ou neigeux agissant comme une couche isolante entravant la propagation de l'onde de température ainsi qu'au type et propriétés du sol.

4.5 Conclusion

Ce chapitre avait comme objectif de valider le programme GD-MAT, évaluer ses performances ainsi que présenter les caractéristiques du bassin versant sélectionné pour l'application de l'outil PHA. L'analyse du programme GD-MAT, l'étude de caractérisation du bassin Wulik-amont ainsi que le traitement de données disponibles permettent d'établir les conclusions suivantes :

- L'algorithme GD-MAT aboutit à des résultats de qualité moyenne dans le cas d'un site caractérisé par une faible teneur en eau.
- Le bilan hydrique de la zone d'étude est caractérisé par un ruissellement important et une infiltration limitée.
- La qualité des données disponibles pour la modélisation hydrologique du bassin versant est moyenne, en particulier les données de températures de l'air et les propriétés du sol. GSSHA effectuera une reconstitution des données manquantes de température de l'air en remplaçant chaque valeur manquante par la valeur précédente disponible.
- Le bassin Wulik-amont s'étend sur une zone de pergélisol continu dont la profondeur de la couche active est de 0,68m environ. Ainsi, la simulation du gel/dégel de la couche active sera arrêtée à une profondeur de 0,7 m.
- Le profil de sol de la couche active de la zone d'étude est composé d'une superposition d'une couche organique sur une couche minérale. La couche organique aurait tendance à retarder l'avancement du gel/dégel du sol.
- Les données hydrométriques de radiation globale et de radiation directe seront estimées à l'aide de GSSHA en fonction de la latitude et la longitude de la zone d'étude.

Après avoir validé l'algorithme GD-MAT ainsi que présenté les caractéristiques et les données disponibles pour la modélisation hydrologique du bassin versant Wulik-amont, l'approche PHA est appliquée à la zone d'étude. Ainsi, le chapitre 5 présentera les étapes suivies pour l'application de l'approche PHA au bassin versant Wulik-amont.

CHAPITRE 5 APPLICATION DE L'APPROCHE PHA AU BASSIN VERSANT AMONT DE LA RIVIÈRE WULIK

5.1 Introduction

L'objectif principal de ce chapitre est d'évaluer les performances de l'approche PHA à intégrer la variation de l'épaisseur de la couche active au niveau du bilan hydrique des bassins versant. Pour ce faire, Le bassin amont de la rivière Wulik est sélectionné comme étude de cas. La modélisation du comportement hydrologique du bassin versant Wulik-amont à l'aide du modèle GSSHA est constituée de cinq composantes, notamment, l'évaporation, l'infiltration, l'écoulement souterrain, le ruissellement en surface et l'écoulement dans les cours d'eau. Le tableau 3-1 résume les techniques sélectionnées pour approcher chaque composante. Dans un premier temps, les étapes de préparation du modèle hydrologique associé à la zone d'étude à l'aide de GSSHA seront décrites. Ensuite, les étapes de calibration et de validation du modèle adopté pour le bassin Wulik-amont seront décrites. Finalement, la modélisation hydrologique de la zone d'étude suivant l'approche PHA sera présentée. Pour clore, une discussion ainsi qu'une analyse des résultats seront menées afin d'expliquer les avantages et les limites de l'approche PHA.

5.2 Préparation du modèle hydrologique GSSHA relatif au bassin versant Wulik-amont

5.2.1 Choix de la taille des grilles du maillage

La première étape de préparation du modèle hydrologique GSSHA du bassin versant Wulik-amont consiste à effectuer le choix de la taille des grilles du maillage. La taille du maillage influence le temps de calcul consommé par la simulation ainsi que la précision des résultats. En effet, pour un pas de temps donné, plus le maillage est fin plus le temps de calcul des simulations ainsi que la précision des résultats augmentent. D'où la nécessité d'effectuer un choix de la taille des grilles du maillage adéquat permettant d'aboutir à des résultats satisfaisants en économisant le temps de calcul consommé par la simulation. Par ailleurs, la taille des grilles du maillage dépend de la résolution des intrants du système GSSHA, la résolution spatiale des cartes

d'élévation de terrain numériques (DEM). Au niveau du présent projet, la résolution des DEM est de 30 m x 12 m. Ainsi, la taille des grilles du maillage doit être supérieure ou égale à 30 m.

Afin de choisir une taille de grille du maillage adéquate à la simulation hydrologique du bassin versant Wulik-amont, une étude de convergence du maillage est effectuée. Cette étude consiste à calculer l'hydrogramme de crue à l'exutoire de la zone d'étude pour différents maillages de densités variées. Ensuite, le temps de calcul de la simulation, l'erreur sur le bilan total de masse, l'écart de volumes ainsi que le coefficient de Nash-Sutcliffe sont évalués pour chaque simulation. Le maillage à retenir correspond à une erreur sur le bilan total de masse minimale, à un écart de volumes et un coefficient de Nash acceptables et à un temps de calcul acceptable.

L'erreur sur le bilan total de masse est obtenue à partir du fichier de sortie du système GSSHA *.sum. Par ailleurs, l'écart de volumes et le coefficient de Nash-Sutcliffe (1970) sont respectivement donnés par les équations 5-1 et 5-2.

$$EV = \left(\frac{V_{simulé} - V_{observé}}{V_{observé}} \right) * 100 \quad 5-1$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{obs,i} - Q_{calc,i})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad 5-2$$

Où EV est l'écart de volumes, NSE est le coefficient de Nash-Sutcliffe (1970) (Jankowsky et al., 2014), $V_{simulé}$ et $V_{observé}$ désignent respectivement les volumes d'eau simulés et observés, $Q_{obs,i}$ et $Q_{calc,i}$ représentent respectivement le débit observé au pas de temps i et le débit simulé au pas de temps i . $\overline{Q_{obs}}$ est le débit moyen observé pour la chronique de simulation et N est le nombre total des débits mesurés ou simulés analysés par le NSE.

L'écart de volumes représente une comparaison des volumes d'eau simulés et observés pour l'ensemble de la période de simulation. Le NSE peut prendre des valeurs variant entre moins l'infini et 1. Une valeur de NSE de 1 signifie que le système reproduit parfaitement la réponse hydrologique réelle du bassin versant. Par contre, une valeur négative de NSE signifie que la moyenne des valeurs observées est un meilleur simulateur des débits que les résultats du modèle (Gnouma, 2006). Les résultats d'une simulation sont jugés acceptables lorsque $NSE > 0.5$ et $EV < 25\%$ (Jankowsky et al., 2014).

Le pas de temps choisi pour cette analyse est de 60s. Quatre maillages de tailles de grille différentes ont été testés, notamment, 1000 m, 800 m, 500 m et 250 m.

Tableau 5-1 : Étude de convergence du maillage proposé pour la simulation hydrologique du bassin versant Wulik-amont

Taille des grilles du maillage	1000 m	800 m	500 m	250 m
Erreur sur le bilan total de masse (%)	0,000359	0,000359	0,000351	0,000357
Temps de calcul (heures)	0,63	1,00	1,73	5,61
Écart de volume (%)	8,6	8,9	8,7	9,4
NSE	0,50	0,52	0,69	0,64

Le tableau 5-1 montre que l'erreur sur le bilan total de masse diminue avec la taille des grilles du maillage sauf dans le cas d'un maillage de 250 m par 250 m. Toutefois, cette diminution est petite voir insignifiante. La densification du maillage conduit à une augmentation du temps de calcul consommé par la simulation et à une amélioration des résultats. En effet, un maillage de 1000 m par 1000 m simule l'hydrogramme de crue de la zone d'étude dans une durée de temps minimale (0,63 heures) engendrant une erreur maximale sur le bilan total de masse (0,000359 %) et un NSE minimale de 0,50. Par contre, l'erreur sur le Bilan total de masse commise lors de l'utilisation d'un maillage de 500 m par 500 m est de 0,000351 %. De plus, le temps de calcul ainsi que le NSE associés à cette taille de grille de maillage sont respectivement 1,73 heures et 0,69.

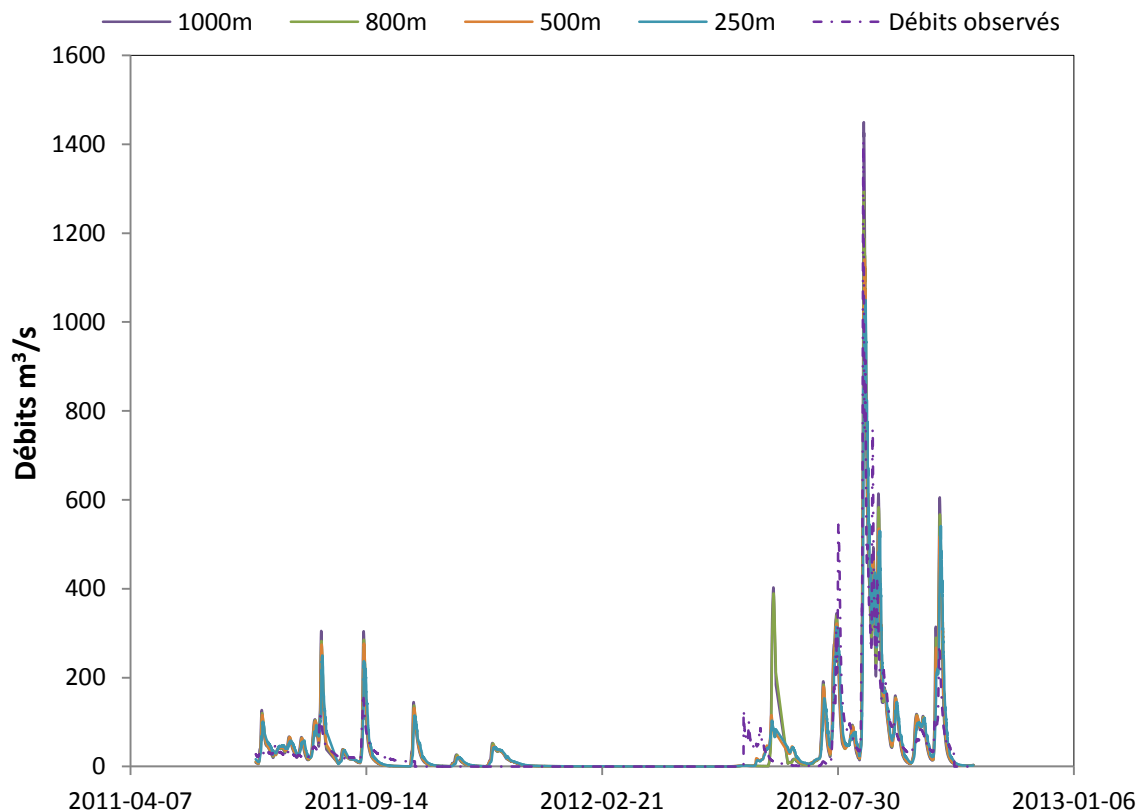


Figure 5-1:Hydrogrammes de crue calculés à l'aide de GSSHA en utilisant les maillages 1000m, 800m, 500m et 250m

Cependant, l'utilisation d'une taille de grille du maillage de 250 m a causé une erreur sur le bilan total de masse supérieure à celle d'un maillage de 500 m par 500 m (Tableau 5-1). Or, la règle générale explique que l'erreur diminue lorsque le maillage est raffiné. Ainsi, cette augmentation de la valeur de l'erreur dans le cas d'une taille de maillage de 250 m pourrait être expliquée par le fait que le pas de temps était maintenu constant pour les différents maillages. Or, à partir d'un certain seuil, la densification du maillage nécessite une diminution du pas de temps de calcul qui conduira à une augmentation du temps de calcul consommé par la simulation.

Le maillage de 500 m par 500 m est retenu parce qu'il permet d'aboutir à des résultats acceptables dont le NSE est supérieur à 0.5 et l'écart de volumes est inférieur à 20%, consommant un temps de calcul convenable de 1,73 heures. Le bassin versant Wulik-amont fait 7572 mailles selon ce type de maillage.

5.2.2 Choix du pas de temps de calcul

La deuxième étape de préparation du modèle hydrologique GSSHA associé au bassin versant Wulik-amont consiste à effectuer le choix de pas de temps de calcul. Pour ce faire, une étude de convergence temporelle est menée. Elle consiste à tester plusieurs pas de temps en effectuant des simulations pour un seul évènement de pluie. Ainsi, plusieurs pas de temps de calcul ont été évalués en respectant les trois critères énoncés dans GSSHA wikiTM, à savoir :

- Le pas de temps doit être un entier divisible en 60 secondes ou un multiple de 60 secondes.
- Le pas de temps du système ne doit pas dépasser la résolution temporelle la plus fine des intrants, tels que les précipitations.
- Le choix de pas de temps de calcul dépend principalement de la modélisation de l'écoulement des eaux en surface. En effet, il est recommandé d'utiliser un pas de temps court dans le cas d'événements d'intensités importantes, d'un maillage fin, d'un bassin versant abrupt ou d'une surface importante.

La stabilité de la solution du système GSSHA dépend essentiellement de celle du schéma explicite employé par le modèle approchant l'écoulement en surface. Celle-ci est vérifiée lorsque le nombre de Courant est inférieur à 1. Le nombre de Courant exprime la vitesse de l'eau v ainsi

que le rapport $\frac{\Delta t}{\Delta x}$, où Δt désigne le pas de temps de calcul et Δx est la taille de la grille du maillage. Dans le cas d'un écoulement unidimensionnel, le nombre de Courant est exprimé par

$v \frac{\Delta t}{\Delta x}$ (Chen et al., 2007). Lorsque le maillage est fin, il faut diminuer le pas de temps de sorte à

ce que la condition du nombre de Courant soit satisfaite. Un nombre de Courant ne dépassant pas 1 montre que l'eau s'écoule d'une maille à une autre au maximum durant un pas de temps. Autrement dit, une goutte d'eau ne peut pas traverser deux mailles pendant un seul pas de temps. Dans le cas d'une instabilité du système, GSSHA 6.1 arrête le calcul en montrant le message d'erreur suivant « negative depth occurs in one or more cells » ou bien il termine la simulation et affiche un hydrogramme de crue indiquant d'évidentes irrégularités.

Un maillage carré uniforme de 500m par 500m a été adopté lors de l'étude de convergence temporelle. Le pas de temps est varié de 10s à 3600s. Les pas de temps supérieurs à 3600s

conduisent à un crash du modèle. Les figures 5.2 et 5.3 présentent des hydrogrammes de crue (suite à un évènement de pluie) calculés selon différents pas de temps de calcul. L'analyse de ces figures montre qu'à partir d'un pas de temps de 300s une translation de l'hydrogramme est observée. Ainsi, les pas de temps inférieurs à 180 s mènent à une solution stable. Finalement, Le pas de temps sélectionné est de 60s.

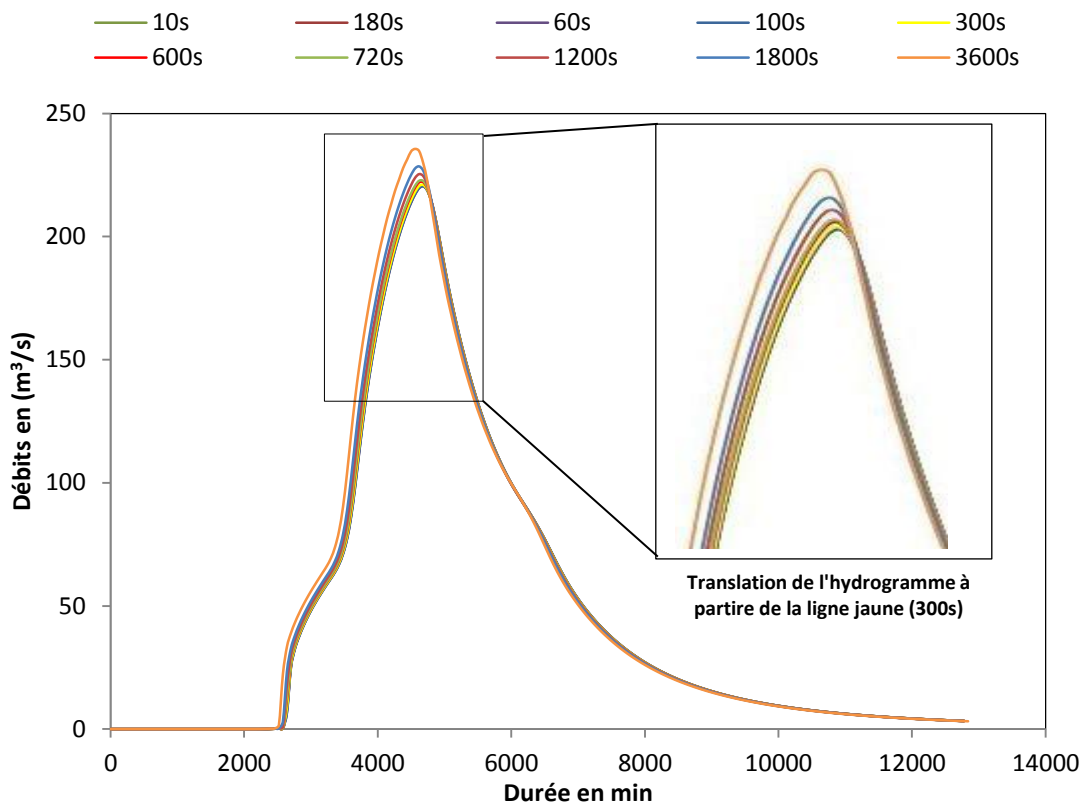


Figure 5-2: Étude de convergence temporelle du modèle hydrologique du bassin versant Wulik-amont établi à l'aide de GSSHA

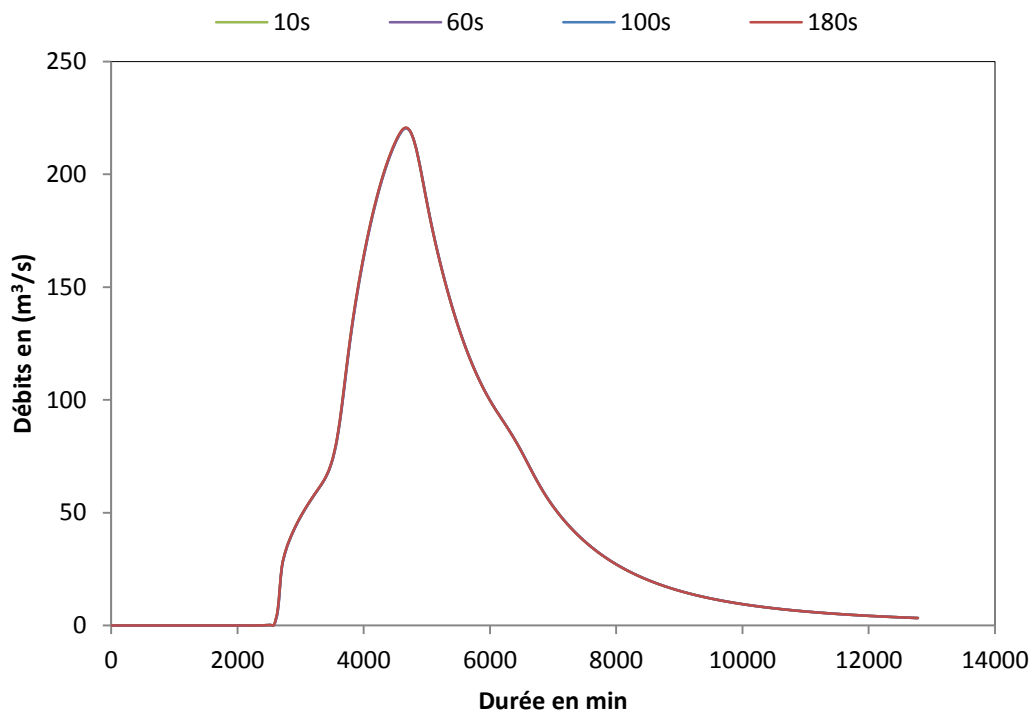


Figure 5-3 : Hydrogrammes de crue correspondant aux pas de temps 10s, 60s, 100s et 180s

5.2.3 Description des hypothèses de la simulation du comportement hydrologique du bassin versant Wulik-amont à l'aide de GSSHA

Les systèmes distribués de modélisation hydrologique permettent de prendre en compte la variabilité spatiale des caractéristiques du bassin versant (Kampf and Burges, 2007). Toutefois, le volume de données nécessaires pour l'emploi de ce type de modèles est important et n'est pas en général disponible sur l'ensemble de la zone d'étude (Gnouma, 2006). Ainsi, au niveau de la présente étude, les hypothèses et les choix suivants ont été adoptés afin de pallier le manque de données nécessaires à la simulation du comportement hydrologique du bassin versant Wulik-amont :

- Le coefficient de rugosité de Manning est constant sur tout le réseau hydrographique.
- Les sections des cours d'eau sont trapézoïdales et dotées d'une pente de berges uniforme au niveau du réseau hydrographique.
- Le coefficient de rugosité du terrain est uniforme sur l'ensemble du bassin versant.

- L'albédo est uniforme sur toute la zone d'étude.
- La zone d'étude ne dispose pas de végétation.
- La partie du bassin versant où le substratum affleure est caractérisée par une conductivité hydraulique très faible de 6.10^{-6} cm/h.
- Les données manquantes caractérisant le sol, la rugosité du terrain ou des cours d'eau de la zone d'étude ont été estimées à partir de la banque de données disponible au niveau du GSSHA wikiTM.
- Les caractéristiques du réservoir souterrain sont uniformes sur l'ensemble de la zone d'étude.

Durant un évènement, les précipitations tombent directement sur la surface du sol. La pluie pourrait s'infiltrer dans le sol. Les eaux retenues en surface ruissèlent selon un écoulement bidimensionnel après avoir alimenté les dépressions. Les eaux de ruissellement pourraient arriver à un cours d'eau et seraient acheminées le long de la rivière selon un écoulement unidimensionnel vers l'exutoire du bassin versant. Pendant un évènement de la saison d'hiver, les précipitations sont sous forme de neige. Elles tombent sur la surface du sol et s'accumulent formant un couvert de neige. Lorsque la température de l'air devient supérieure à 4°C environ, la fonte de neige est amorcée. Les eaux de fonte de neige rejoignent celles de la pluie et suivent le même cheminement précédemment décrit. Entre les évènements de précipitations, le calcul de l'humidité du sol ainsi que de l'évaporation est entamé. L'eau évaporée provient soit de la surface du sol lorsque celle-ci est disponible ou bien du sol dans le cas où l'humidité du sol le permet. D'où l'intérêt de spécifier la profondeur du sol actif à partir de laquelle l'évaporation se produit.

Les tableaux 5-2 et 5-3 contiennent les valeurs de paramètres assignés à chaque module du système GSSHA. Ces valeurs ont été obtenues à partir de l'étude de caractérisation du bassin versant Wulik-amont et de la base de données disponibles au niveau de GSSHA wiki. Les paramètres des modèles d'infiltration, d'écoulement en surface et d'évaporation sont attribués en fonction du type de sol.

Tableau 5-2: Valeurs des paramètres des modèles d'infiltration, d'évaporation et d'écoulement en surface sélectionnées pour la simulation hydrologique de base du bassin versant Wulik-amont

	Nom du Paramètre	Valeur du paramètre	
		Type de sol	
		Tourbes	Substratum
Infiltration	Conductivité hydraulique (cm/h)	10	0,000006
	Charge capillaire (cm)	31,63	0,03163
	Porosité (cm ³ /cm ³)	0,5	0,000475
	Indice de distribution de pores (cm/cm)	0,165	0,000165
	Saturation résiduelle (cm ³ /cm ³)	0,009	0,000009
	Capacité au champ (cm ³ /cm ³)	0,196	0,000196
	Point de flétrissement (cm ³ /cm ³)	0,05	0,00005
	Profondeur du sol actif (m)	0,8	0,8
	Humidité initiale du sol (m ³ /m ³)	0,2	0,00015
Évaporation	Albédo	0,38	0,38
Écoulement en surface	Rugosité du terrain	0,41	0,41

Tableau 5-3: Valeurs des paramètres du modèle du réservoir souterrain conceptuel

	Nom du Paramètre	Valeur du paramètre
Contribution de l'écoulement souterrain	Capacité de stockage maximale de la zone d'écoulement lent (mm)	1000
	Capacité de stockage maximale de la zone d'écoulement rapide (mm)	70
	Taux d'écoulement de la zone d'écoulement lent entre 0-1 (h^{-1})	0,0004
	Taux d'écoulement de la zone d'écoulement rapide entre 0-1 (h^{-1})	0,0125
	Contenu initial en eau de la zone d'écoulement lent entre 0-1 (sans unité)	0,33
	Contenu initial en eau de la zone d'écoulement rapide entre 0-1 (sans unité)	0,33
	Pourcentage d'eau infiltrée perdue par percolation (sans unité)	0

Par ailleurs, les sections trapézoïdales des cours d'eau sont caractérisées par le coefficient de Manning, la largeur du fond de la section, la profondeur du canal et la pente des berges. Un coefficient de Manning uniforme de 0,3 a été adopté pour la simulation de base du comportement hydrologique de la zone d'étude. Les trois autres paramètres ont été fournis à partir d'une étude de reconnaissance hydrologique du bassin versant de la rivière Wulik effectuée en 1985 (Collazzi et al., 1985).

L'analyse de sensibilité du modèle GSSHA effectuée lors des études de modélisation hydrologiques précédentes a montré que les principaux paramètres influençant l'estimation des débits ainsi que les volumes d'eau à l'exutoire d'un bassin versant à l'aide du système GSSHA sont le coefficient de Manning des cours d'eau, la conductivité hydraulique du sol, la rugosité du terrain ainsi que les caractéristiques de l'écoulement des eaux souterraines (Downer, 2008; Downer and Ogden, 2004).

5.2.4 Analyse de sensibilité du coefficient de rugosité du Manning

Le coefficient de rugosité de Manning n'influence pas le calcul des volumes d'eau ruisselée évalués à la fin de la période de simulation. Mais, il agit sur les débits de pointe estimés (Figure 5-4). Le tableau 5-4 montre qu'une diminution de n_m de 50% conduit à une augmentation du débit maximal de 32,5%. Par contre une augmentation de n_m de 50% cause une diminution du débit maximal de 12,4%. En effet, le n_m intervient dans le dénominateur de l'équation de Manning employée pour l'estimation des débits, d'où les résultats du tableau 5-4. Par ailleurs,

dans la réalité, lorsque la rugosité de la rivière est importante, le temps nécessaire à une goutte d'eau pour arriver à l'exutoire est plus élevé que si la rivière est caractérisée par une faible rugosité. Dans le deuxième cas, l'eau a tendance à s'acheminer rapidement vers l'exutoire engendrant des débits importants. L'influence du coefficient de rugosité de Manning sur l'évaluation du volume d'eau ruisselée est faible (Tableau 5-4).

Tableau 5-4: Influence de la variation du coefficient de rugosité de Manning n_m sur le volume de ruissellement calculé, sur le NSE et sur le débit maximal de la période de simulation

Variation de n_m par rapport à la simulation de base (%)	Variation du volume de ruissellement calculé par rapport à la simulation de base (%)	Variation de NSE par rapport à la simulation de base (%)	Variation du débit maximal par rapport à la simulation de base (%)
-50	0,069	-2,1	32,5
-25	0,034	-0,1	19,2
25	-0,025	-3,4	-12,3
50	-0,046	-5,0	-12,4

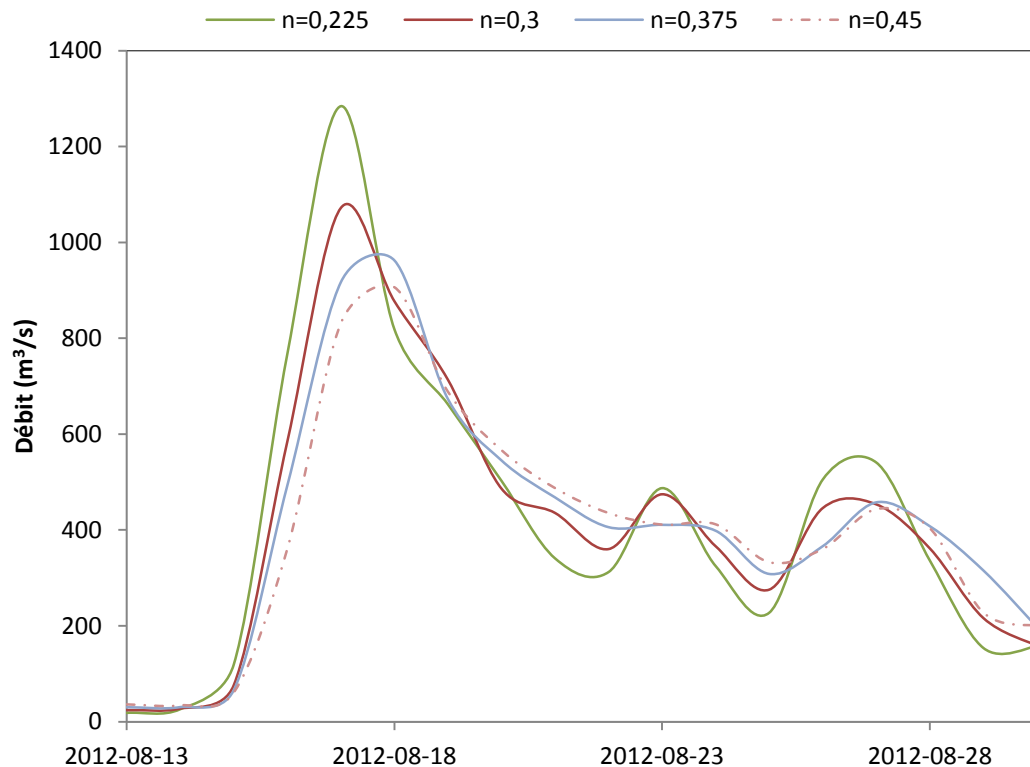


Figure 5-4: Débits calculés selon des coefficients de rugosité de Manning (n_m) distincts à l'aide de GSSHA au niveau de l'exutoire de la zone d'étude pour la période du 13-08-2012 au 30-08-2012

5.2.5 Analyse de sensibilité du coefficient de rugosité du terrain R_t

Le coefficient de rugosité du terrain R_t est employé au niveau de la modélisation de l'écoulement en surface. Le tableau 5-5 montre qu'une diminution de R_t conduit à une augmentation du volume d'eau ruisselée. En effet, l'équation de Manning est utilisée pour l'estimation des débits latéraux (Équations 3-22 et 3-23). Ainsi, une augmentation de R_t engendre une diminution des débits latéraux. Or, le débit latéral contribue dans le volume total ruisselé défini par l'équation 3-20. D'où les résultats présentés au niveau du tableau 5-5. La figure 5.5 montre que l'influence de la variation de R_t sur le régime d'écoulement est faible.

Tableau 5-5: Influence de la variation de la rugosité du terrain R_t sur le volume de ruissellement calculé, sur le NSE et sur le débit maximal de la période de simulation

Variation de R_t par rapport à la simulation de base (%)	Variation du volume de ruissellement calculé par rapport à la simulation de base (%)	Variation de NSE par rapport à la simulation de base (%)	Variation du débit maximal par rapport à la simulation de base (%)
-24	0,72	0,60	-5,00
-50	1,70	1,20	-1,30
-75	3,11	0,90	8,90

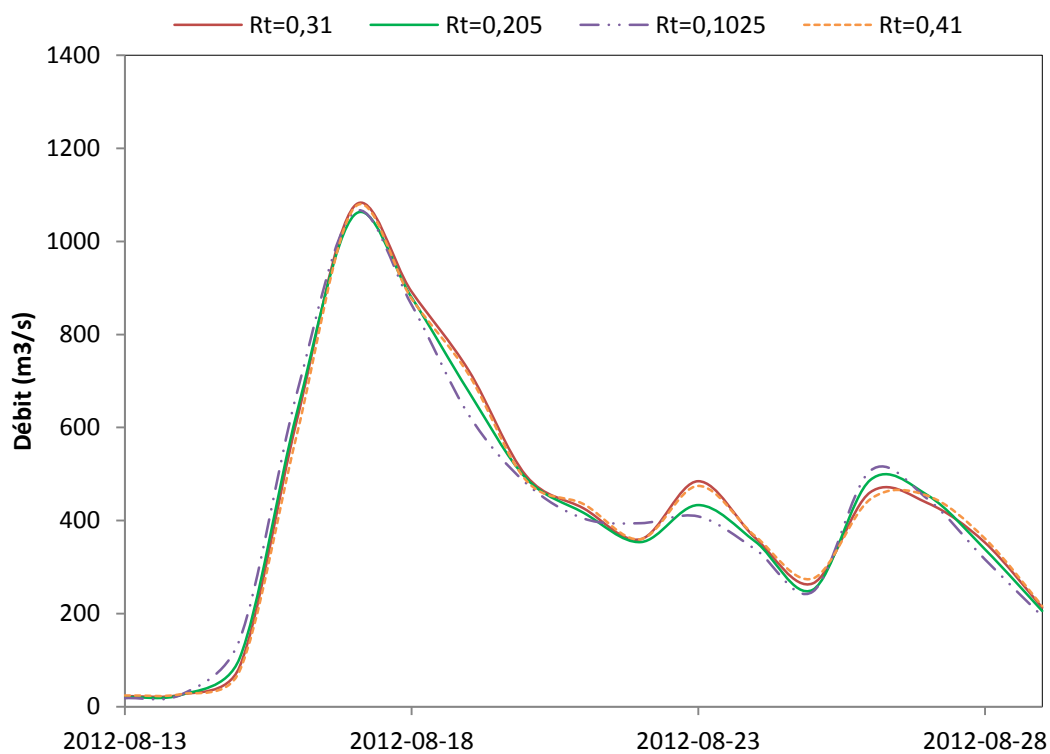


Figure 5-5: Débits calculés selon des coefficients de rugosité de terrain (R_t) distincts à l'aide de GSSHA au niveau de l'exutoire de la zone d'étude pour la période du 13-08-2012 au 30-08-2012

5.2.6 Analyse de sensibilité de la conductivité hydraulique du sol

Une diminution de la conductivité hydraulique du sol conduit à une diminution du volume d'eau infiltré et une augmentation du volume d'eau ruisselée. Le tableau 5-6 montre qu'une diminution de 75% de K_s mène à une diminution du volume d'infiltration de 0,13% et une augmentation du volume de ruissellement de 0,14%. L'évaluation des débits est également influencée par la variation de K_s . Le NSE s'améliore de 5% suite à une baisse de K_s de 95%. Toutefois une augmentation de 150% de K_s n'a pas influencé les résultats de la simulation.

Tableau 5-6: Influence de la variation de la conductivité hydraulique K_s des tourbes sur les volumes d'eau infiltrée et ruisselée calculés à l'aide de GSSHA, sur le NSE et sur le débit maximal de la période de simulation

Variation de K_s par rapport à la simulation de base (%)	Variation du volume de ruissellement calculé par rapport à la simulation de base (%)	Variation du volume d'infiltration calculé par rapport à la simulation de base (%)	Variation de NSE par rapport à la simulation de base (%)
-75	0,14	-0,13	0,6
-95	1,79	-1,66	5,0
150	0,00	0,00	0,00

5.2.7 Analyse de sensibilité de l'épaisseur du sol actif (ESA)

Le sol actif désigne la partie du sol alimentant l'évaporation indirecte qui se produit lorsque l'eau en surface n'est pas suffisante pour satisfaire l'ETP. L'évaporation indirecte représente l'eau évaporée à partir du sol actif. Une augmentation de l'ESA génère un volume d'eau évaporée important associé à une diminution d'eau drainée vers la zone saturée (Tableau 5-7). Par contre, la variation de ce paramètre n'influence pas l'estimation du volume d'eau ruisselée et des débits.

Tableau 5-7 : Influence de la variation de l'ESA sur l'estimation des volumes d'eau évaporée indirectement et drainée vers la zone saturée à l'aide de GSSHA

Variation de l'ESA par rapport à la simulation de base (%)	Variation du volume d'eau évaporé à partir du sol par rapport à la simulation de base (%)	Variation du volume d'eau drainée vers la zone saturée par rapport à la simulation de base (%)
50	21,1	-94,2
25	11,9	-62,8
-50	-37,6	208,1
-75	-66,9	347,3

5.2.8 Analyse de sensibilité de la teneur en eau initiale du sol (SM)

La teneur en eau initiale du sol influence essentiellement l'évaluation des volumes d'eau évaporée indirectement et drainée vers la zone saturée. Une diminution de SM de 50% conduit à une diminution des eaux évaporées indirectement et des eaux drainées vers la zone non saturée de 12,4% et 3,7 respectivement (Tableau 5-8).

Tableau 5-8: Influence de la variation de la teneur en eau initiale des tourbes sur l'estimation des volumes d'eau évaporée indirectement, ruisselée et drainée vers la zone saturée à l'aide de GSSHA

Variation de SM par rapport à la simulation de base (%)	Variation du volume d'eau évaporé indirectement rapport à la simulation de base (%)	Variation du volume de ruissellement calculé par rapport à la simulation de base (%)	Variation du volume d'eau drainée vers la zone saturée par rapport à la simulation de base (%)
50	5,4	0,002	7,2
-25	-5,9	-0,002	-2,0
-50	-12,4	0,004	-3,7

5.2.9 Analyse de sensibilité de la capacité de stockage maximale de la zone d'écoulement rapide du réservoir conceptuel souterrain

L'analyse de sensibilité de la capacité de stockage maximale de la zone d'écoulement rapide (FAST_MAX) du réservoir souterrain est effectuée en variant ce paramètre entre 1 et 150 mm. Le tableau 5-9 résume l'influence de la variation du paramètre FAST_MAX sur le volume de ruissellement calculé à l'aide de GSSHA et sur le débit maximal calculé pendant la période de simulation.

Tableau 5-9: Analyse de sensibilité du paramètre FAST_MAX

FAST_MAX (mm)	Volume de ruissellement dans les cours d'eau calculé à l'aide de GSSHA (10 ⁶ m ³)	Débit maximal calculé (m ³ / s)
1	1069	959,8
75	1069	959,8
150	1069	959,8

Les résultats de l'étude de sensibilité du paramètre FAST_MAX présentés au niveau du tableau 5-9, montrent que quelle que soit la variation de ce paramètre, le volume de ruissellement calculé à l'aide de GSSHA ainsi que le débit maximal calculé à l'exutoire de la zone d'étude demeurent constants.

5.3 Calibration du modèle hydrologique du bassin versant Wulik-amont établi à l'aide de GSSHA

5.3.1 Procédure de calibration

L'étape de calibration d'un système de modélisation hydrologique consiste à ajuster les valeurs attribuées aux paramètres hydrologiques du système de sorte à reproduire au mieux la réponse observée d'un bassin versant à un événement de précipitations. Il s'agit d'effectuer un choix de jeux de valeurs d'une manière manuelle ou automatique à l'aide d'une procédure d'optimisation

(Gnouma, 2006). La procédure de calibration du système GSSHA commence d'abord par sélectionner les paramètres hydrologiques à ajuster afin de reproduire la réponse de la zone d'étude. Ensuite, la variation des paramètres pourrait être effectuée manuellement, par une procédure d'essai erreur ou bien en utilisant la méthode automatique de Shuffled Complex Evolution (SCE) (Duan et al., 1992) minimisant les fonctions du coût représentant l'erreur entre les débits ainsi que les volumes calculés et observés (Downer, 2008; Downer and Ogden, 2004; Zeweldi et al., 2011).

L'analyse de sensibilité effectuée aux sections 5.2.4 à 5.2.8 a permis de constater que le coefficient de rugosité de Manning, le coefficient de rugosité du terrain et la conductivité hydraulique du sol sont les paramètres hydrologiques les plus importants à calibrer pour que le modèle hydrologique du bassin versant Wulik-amont puisse reproduire au mieux la réponse hydrologique observée. La procédure de calibration suit les étapes suivantes :

1. Sélectionner la période de calibration. La période retenue dans cette étude s'étend de juillet 2011 à octobre 2012.
2. Accomplir une simulation sur une année environ afin de générer la condition initiale représentative de l'état du bassin versant au premier jour de la période de calibration sélectionnée.
3. Effectuer une calibration par une procédure 'essai et erreur' où les critères de calibrations sont :
 - a. Maximiser le NSE. Le NSE est estimé à l'aide de l'équation 5-2.
 - b. Minimiser le PBIAS. Le PBIAS est estimé à l'exutoire à l'aide de l'équation 5-3. Il est la différence entre les débits calculés et les débits observés au niveau de l'exutoire du bassin versant. Il évalue essentiellement la simulation des volumes de ruissellement. Les valeurs positives du PBIAS signifient une surestimation des débits; par contre les valeurs négatives pourraient être interprétées comme une sous-estimation des débits (Jankowsky et al., 2014).

$$PBIAS = \frac{\sum_{t=1}^n (Q_{sim,t} - Q_{obs,t})}{\sum_{t=1}^n Q_{obs,t}} \times 100 \quad 5-3$$

Avec $Q_{obs,t}$ et $Q_{sim,t}$ désignent respectivement le débit observé au pas de temps t et le débit simulé au pas de temps t .

- c. Minimiser l'erreur sur le Bilan total de masse de la chronique de simulation.

Les résultats sont satisfaisants si le NSE est supérieur à 0,5 et le PBIAS est inférieur à 25% (Moriassi et al., 2007).

5.3.2 Résultats de la calibration

L'ensemble des résultats de l'étape de calibration est présenté en dessous.

Tableau 5-10: Bilan total de masse des composantes hydrologiques de surface relatif à la période de calibration

Bilan total de masse des composantes en surface		% par rapport aux précipitations
Volume de précipitations (m ³)	2182307341	-
Volume d'eaux infiltrées (m ³)	340042806	15,58
Volume d'eaux évaporées directement (m ³)	37918687	1,47
Volume d'eaux retenues dans les dépressions (m ³)	416391	0,02
Volume d'eaux ruisselées en surface (m ³)	1760362658	80,67
Volume de neige (m ³)	43554640	2,00

Tableau 5-11: Bilan total de masse de l'humidité du sol relatif à la période de calibration

Bilan total de masse de l'humidité du sol			
Entrées (m^3)		Sorties (m^3)	
Volume d'eau initial dans le sol	50447790	Volume d'eau final dans le sol	109889268
Volume d'eau infiltrée	340042806	Volume d'eau évaporée à partir du sol actif	222277437
		Volume d'eau percolée	58323891
Somme des entrées	390490596	Somme des sorties	390490596

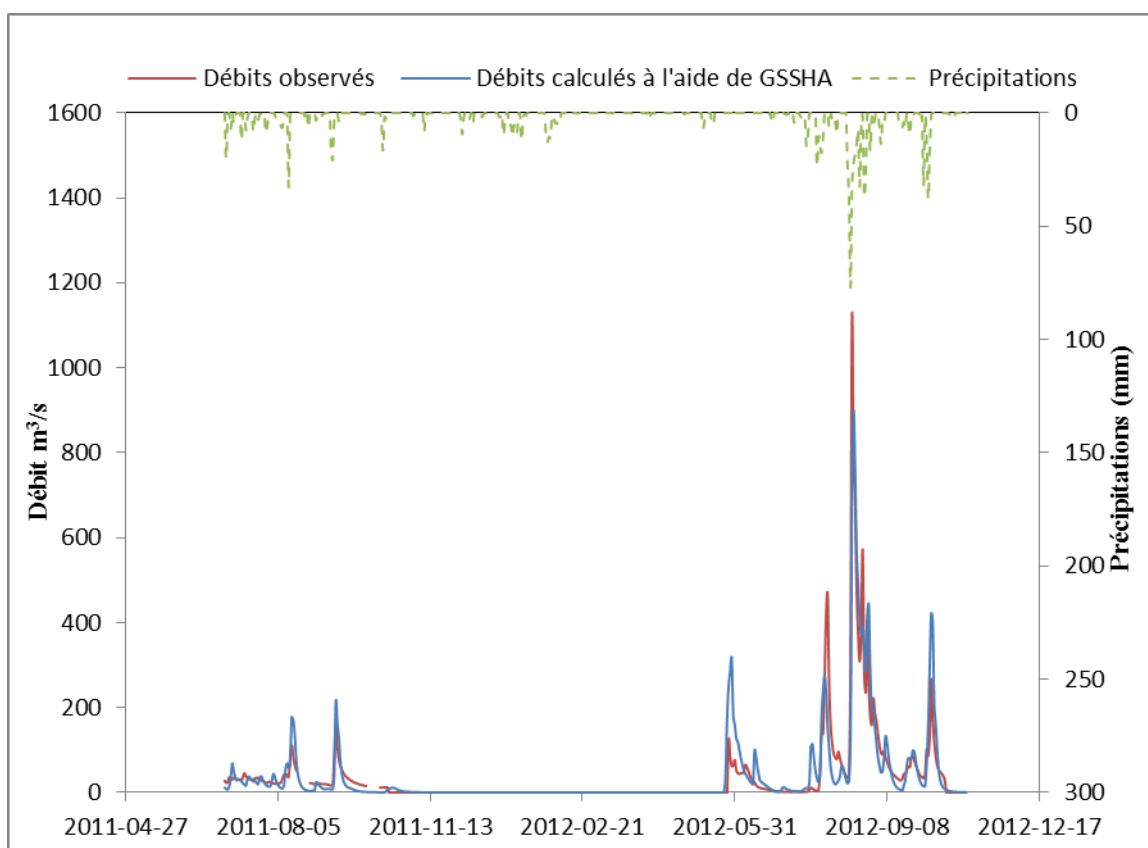


Figure 5-6: Hydrogramme de crues du bassin versant Wulik-Amont résultant de la calibration du système GSSHA, juillet 2011- octobre 2012

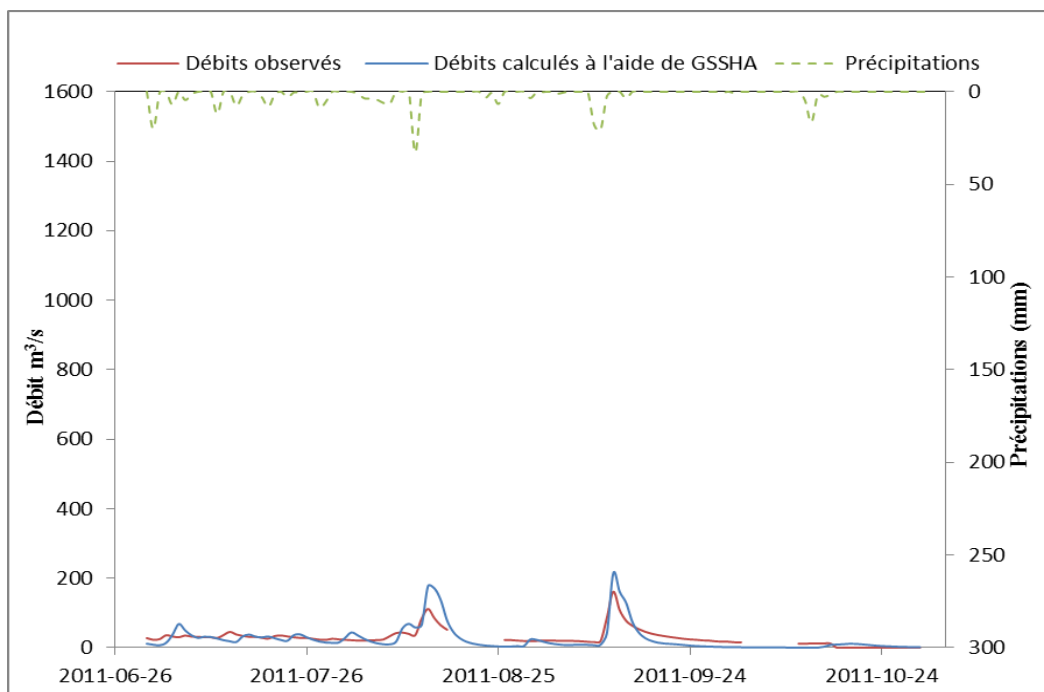


Figure 5-7:Hydrogramme de crues du bassin versant Wulik-Amont résultant de la calibration du système GSSHA, juillet 2011- octobre 2011

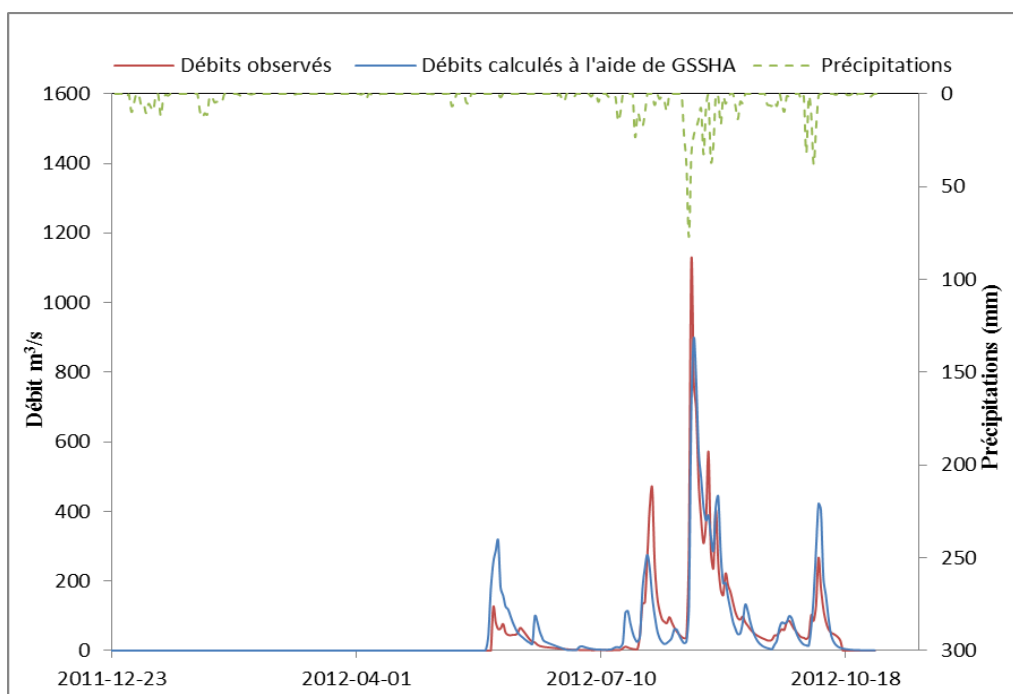


Figure 5-8:Hydrogramme de crues du bassin versant Wulik-Amont résultant de la calibration du système GSSHA, décembre 2012- octobre 2012

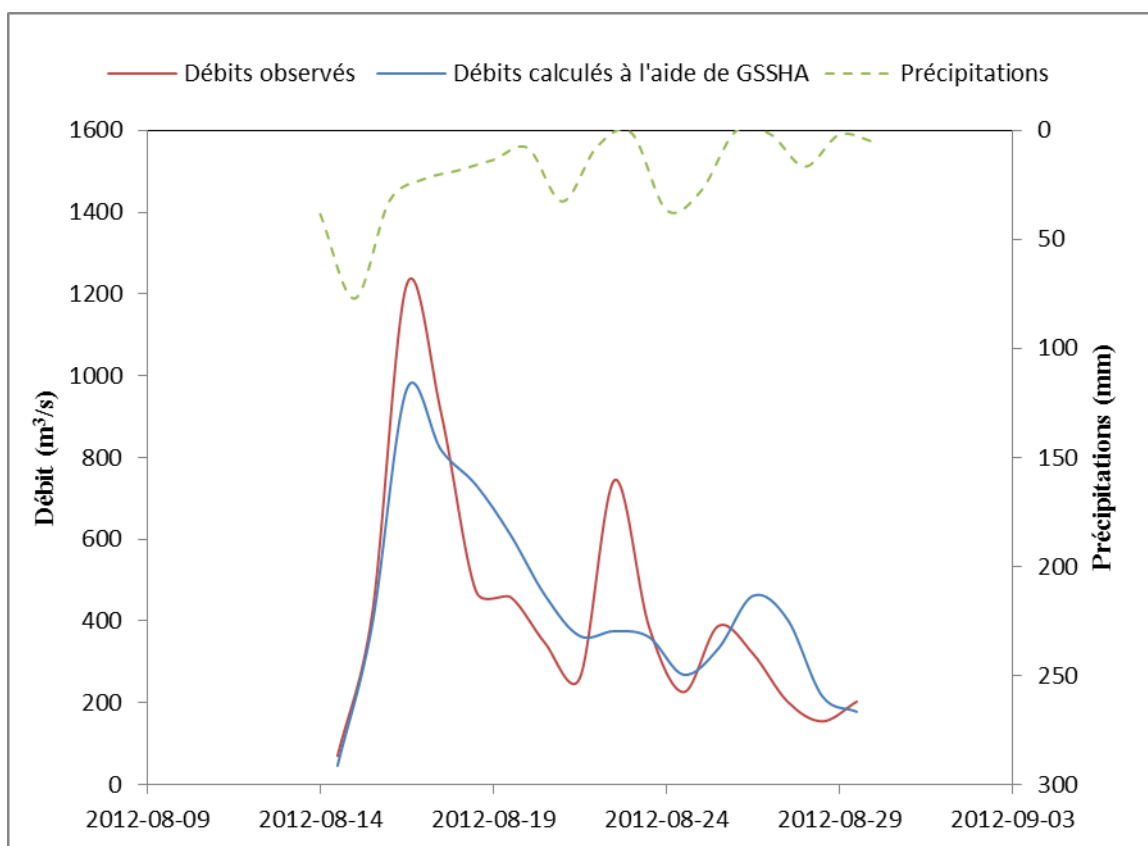


Figure 5-9: Hydrogramme de crues du bassin versant Wulik-Amont résultant de la calibration du système GSSHA, août 2012

Tableau 5-12: Résultats des indicateurs de performance de l'étape de calibration du modèle GSSHA

Résultats des critères d'évaluation de la calibration du modèle GSSHA	
Erreur sur le Bilan total de masse (%)	0,000794
NSE	0,80
PBIAS (%)	4,92

D'une manière générale, les figures 5.6, 5.7 et 5.8 montrent que le système GSSHA reproduit d'une façon satisfaisante la dynamique des événements simulés de la période de calibration. En effet, le critère PBIAS est de 4,92% démontrant une restitution adéquate des volumes d'eau

ruisselés sur la période simulée. De plus, le coefficient de Nash-Sutcliffe est très satisfaisant valant 0,80. L'analyse du Bilan total de masse des composantes hydrologiques de surface (Tableau 5-10) montre également que le modèle simule adéquatement le comportement hydrologique du bassin versant. En effet, le volume d'eau ruisselée observés constitue 82,03 % des précipitations et le volume d'eau ruisselée simulé est de 80,67 % des précipitations.

La figure 5.8 met en évidence les deux types de crues printanière et estivale caractérisant les zones de climat froid. Le premier type est dû à la fonte de neiges pendant le printemps ou le début d'été s'étendant du 19 mai au 26 juin 2012. Le deuxième type est généré par les pluies qui tombent durant la saison d'été. Par ailleurs, la figure 5.9 illustre la capacité du modèle à reproduire la crue engendrée par les inondations ayant lieu en mi-août 2012 sans mettre un décalage entre les deux pics simulé et observé. Toutefois, une légère sous-estimation de ce débit maximal est à noter. En effet le débit maximal simulé est de 892 m³/s au moment où le débit maximal observé est de 1118 m³/s.

Sur la base des résultats de l'étape de calibration et compte tenu des données de base utilisées au départ, il a été considéré que le modèle est calé d'une manière satisfaisante. Ainsi, il a été décidé de maintenir les paramètres hydrologiques de calibration présentés au niveau du tableau 5-13 pour effectuer la validation du modèle.

Tableau 5-13: Valeurs des paramètres hydrologique retenues après l'étape de calibration

	Nom du Paramètre	Valeur du paramètre	
		Type de sol	
		Tourbes	Substratum
Infiltration	Conductivité hydraulique (cm/h)	0,005	0,000006
	Profondeur du sol actif (m)	0,3	0,3
Écoulement en surface	Rugosité du terrain	0,031	0,031
Écoulement dans les rivières	Coefficient de Manning	0,41	

5.4 Validation du modèle hydrologique du bassin versant Wulik-amont établi à l'aide de GSSHA

L'étape de validation consiste à vérifier la capacité du modèle établi lors de la calibration à reproduire des résultats représentatifs de la réponse observée de la zone d'étude. La validation du système GSSHA est effectuée en suivant l'approche utilisée au niveau des études précédentes (Downer, 2008; Zeweldi et al., 2011). Celle-ci consiste à vérifier le modèle calibré en étendant la période de simulation hydrologique à Octobre 2013.

Tableau 5-14: Bilan total de masse des composantes hydrologiques de surface relatif à la période validation

Bilan total de masse des composantes en surface		% par rapport aux précipitations
Volume de précipitations (m ³)	1137255893	-
Volume d'eaux infiltrées (m ³)	170692900	15,58
Volume d'eaux évaporées directement (m ³)	17058829	1,47
Volume d'eaux retenues dans les dépressions (m ³)	13128	0,04
Volume d'eaux ruisselées en surface (m ³)	921841027	81,06
Volume de neige (m ³)	27257961	2,40

Tableau 5-15: Bilan total de masse de l'humidité du sol relatif à la période de validation

Bilan total de masse de l'humidité du sol			
Entrées (m^3)		Sorties (m^3)	
Volume d'eau initial dans le sol	110407499	Volume d'eau final dans le sol	115394473
Volume d'eau infiltrée	170692900	Volume d'eau évaporée à partir du sol actif	95865773
		Volume d'eau percolée	69840154
Somme des entrées	281100399	Somme des sorties	281100399

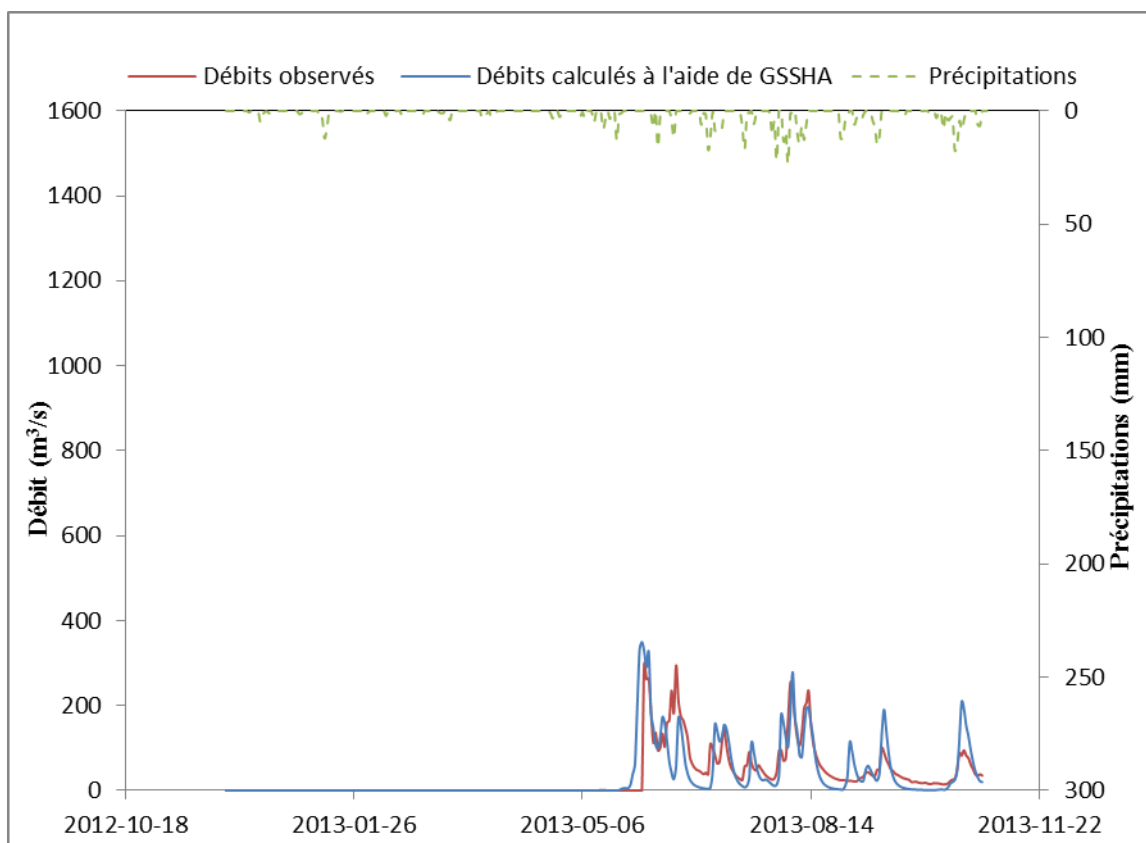


Figure 5-10: Résultats de la validation du modèle calibré à l'aide du système GSSHA

Tableau 5-16: Résultats des indicateurs de performance de l'étape de validation du modèle
GSSHA

Résultats des critères d'évaluation de la validation du modèle GSSHA	
Erreur sur le Bilan total de masse (%)	0,000756
NSE	0,56
PBIAS(%)	18

L'examen de la figure 5.10 et du tableau 5-16 montre que les résultats de validation sont moins bons que ceux de la calibration. En effet, Le NSE et le PBIAS valent respectivement 0,56 et 18 %. Ce qui signifie une représentation de qualité moyenne des débits journaliers avec une surestimation du volume total du ruissèlement simulé. La qualité des résultats de validation est liée essentiellement au choix de la période de calibration. En effet, la période de calibration coïncide avec un évènement exceptionnel d'inondation durant lequel la région a reçu en un seul mois plus que la moitié des précipitations d'une année entière. Toutefois, selon les hypothèses de calibration énoncées précédemment, les résultats de validation ont été jugés acceptables, étant donné que le $NSE > 0,50$ et le $PBAIS < 25\%$. De plus, le modèle est à même de représenter adéquatement les composantes hydrologiques de la zone d'étude, à savoir l'infiltration, l'évaporation, le ruissèlement en surface ainsi que le bilan d'eau dans le sol (Tableaux 5-14 et 5-15).

5.5 Discussion des résultats de calibration et validation du modèle établi à l'aide du système GSSHA

Le Bilan total de masse des composantes hydrologiques de surface effectué sur les périodes de validation et de calibration montre que la zone d'étude est caractérisée par un écoulement de surface important. En effet, les volumes d'eau ruisselée simulés sur les deux périodes de calibration et de validation constituent 81% environ des précipitations. Par ailleurs, les volumes d'eau infiltrée simulés constituent 15% environ des précipitations reflétant une capacité moyenne d'infiltration de la zone d'étude qui est définie par des sols de types hydrologique C ou D. Ces

groupes hydrologiques de sols sont caractérisés par un ruissellement de surface abondant et une infiltration limitée.

Par ailleurs, le modèle tend à sous-estimer le volume d'évapotranspiration de la zone d'étude. Selon la répartition spatiale et latitudinale de l'évapotranspiration continentale présentée par Anctil et al. (2007), l'évapotranspiration observée au niveau du bassin versant Wulik-amont est de 20 cm/an environ. Or, l'évaporation simulée à l'aide du système GSSHA est de 8,5 cm/an. Cette sous-estimation est liée au choix du modèle d'évaporation Deardorff (1978) ne prenant en compte que l'évaporation et négligeant la transpiration des plantes. Le choix de ce modèle est déterminé par le manque de données fines du type d'occupation de sol permettant de sélectionner un autre modèle de calcul d'évapotranspiration tenant compte de la transpiration végétale.

Le modèle hydrologique établi par calage pour la zone d'étude permet de reproduire son comportement hydrologique d'une manière satisfaisante sur la période de calibration avec un NSE de 0,80 et PBAIS de 4,92 % et d'une manière acceptable sur la période de validation avec un NSE de 0,56 et PBAIS de 18 %.

5.6 Modélisation hydrologique du bassin versant Wulik-amont à l'aide de l'approche PHA

5.6.1 Description des hypothèses de modélisation à l'aide de PHA

La modélisation à l'aide de PHA est régie par les hypothèses suivantes :

- Le profil de sol illustré par la figure 4.24 est le même au niveau de tout le bassin versant.
- Les paramètres hydrologiques du modèle GSSHA du bassin versant Wulik-amont estimés par calibration sont à même de reproduire la réponse hydrologique réelle de la zone d'étude d'une manière satisfaisante.
- La conductivité hydraulique à saturation du sol varie en fonction du taux de gel de la couche active.

- La période de simulation s'étend de mai à septembre 2013. Cette période est sélectionnée en fonction de la disponibilité des données nécessaires à l'utilisation de PHA et de leur qualité.
- Les propriétés du sol telles que la masse volumique et les fractions minérales et organiques du sol ont été estimées à partir de la littérature en fonction du type de la couche du sol (Figure 4.24) et des valeurs maximales des teneurs en eau observées pendant la saison d'été. Le tableau 5-17 présente les propriétés du sol adopté pour la simulation du gel/dégel de la couche active du bassin versant Wulik-amont.

Tableau 5-17 : Propriétés des couches de sol utilisées pour la modélisation du gel/dégel de la couche active du bassin versant Wulik-amont

Limites du sol (m)	Masses volumiques (m^3/kg)	Porosité du sol (m^3/m^3)	Fraction organique (m^3/m^3)	Fraction minérale (m^3/m^3)
0,05-0,12 (2)	175	0,33	0,9	0
0,12-0,22 (2)	1400	0,54	0,1	0,50
0,22	1400	0,54	0,1	0,60
0,27	1400	0,54	0	0,65
0,32	1400	0,54	0	0,70
0,37-0,7(8)	1400	0,54	0	0,8

5.6.2 Résultats de la simulation de la réponse hydrologique du bassin versant à l'aide de PHA

L'approche PHA est à même de fournir les mêmes types de sorties que ceux du système GSSHA. De plus, PHA permet également de produire une simulation de l'évolution temporelle et spatiale de la variation de la profondeur du gel/dégel de la couche active. La valeur ajoutée du PHA est l'intégration de la variation de la profondeur du gel/dégel de la couche active au niveau de l'évaluation du bilan hydrique du bassin versant.

Étant donné que la variation de la profondeur du gel/dégel influence principalement le régime de l'écoulement et le volume d'eau infiltrée au niveau de la zone d'étude, la présente section s'intéressera à l'analyse de l'hydrogramme et le bilan total de masse évalués à l'aide de PHA ainsi que la profondeur du gel/dégel calculée par le même outil.

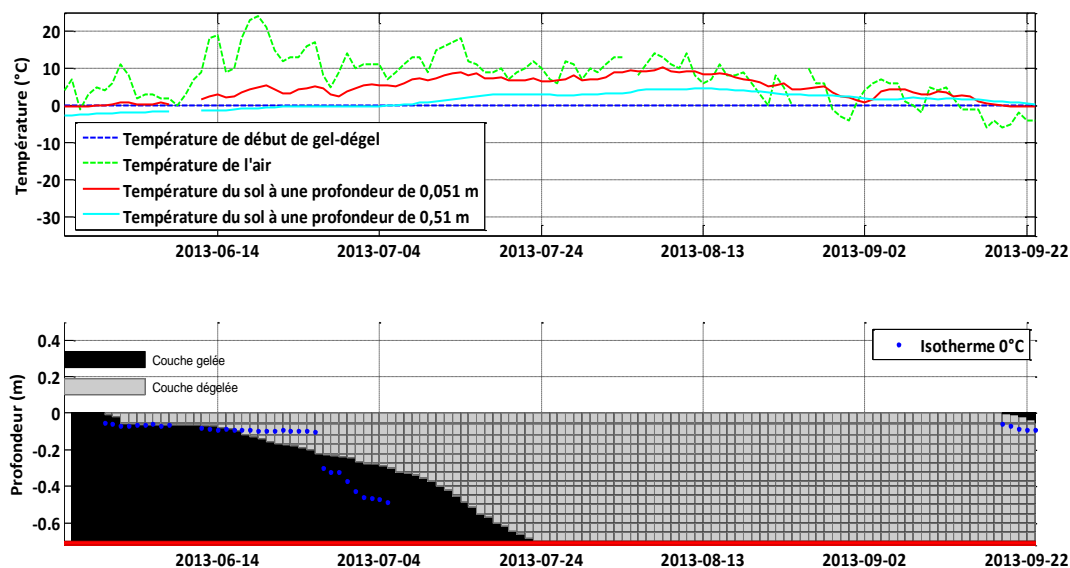


Figure 5-11: Profondeurs de gel/dégel estimées à l'aide de PHA, Wulik-amont

L'erreur relative sur le domaine temps-profondeur de la période s'étendant du 26 mai au 23 juillet 2013 est de 16%. L'évaluation de l'erreur sur toute la période de simulation à l'aide de PHA n'est pas possible à cause du manque de données de température du sol à partir du 23 septembre 2013. Le dégel de la couche active est amorcé le 31 mai 2013 où la température du sol à 5 cm de profondeur est de 0,1 °C. La couche active est entièrement dégelée à partir du 23 juillet 2013; Ensuite, le 19 septembre 2013 la saison du gel du sol retourne sous l'effet d'une température de sol à – 5cm de -0,1°C.

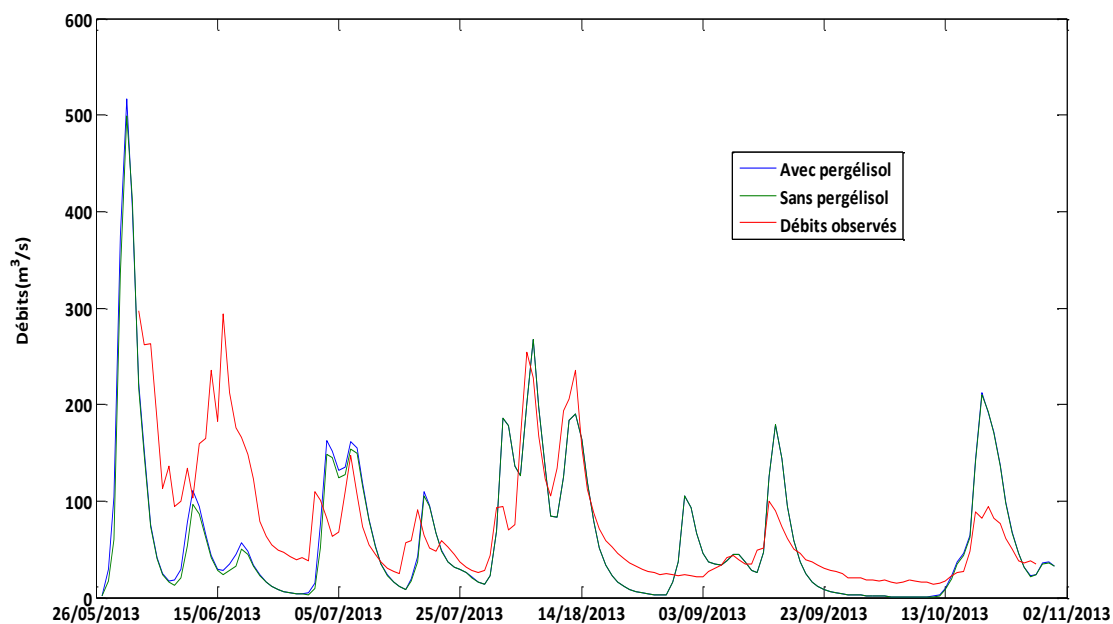


Figure 5-12: Hydrographes évalués avec et sans pergélisol, Wulik-amont

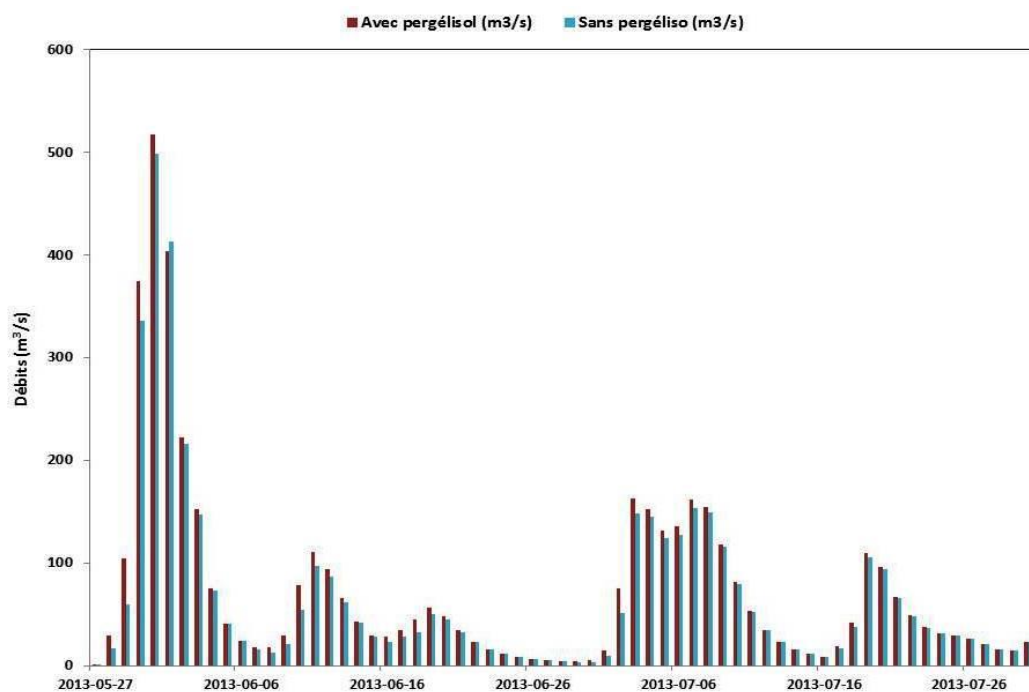


Figure 5-13: Hydrographes évalués avec et sans pergélisol pour la période s'étendant du 27 mai au 28 juillet 2013

Tableau 5-18: Volume d'eau infiltrée et ruisselée estimés pour les deux simulations, avec et sans pergélisol, sur la période de 26 mai au 23 juillet

	Avec pergélisol	Sans pergélisol	Différence (%)
Volume d'eau infiltrée (M m ³)	26	105	-75
Volume d'eau ruisselée (M m ³)	371	343	8,2

Les figures 5.12 et 5.13 montrent que le fait de tenir compte de la présence de la couche active conduit à une augmentation des débits journaliers estimés pendant deux périodes: la saison de progression du front de dégel dans le sol s'étendant du 31 mai au 23 juillet 2013 et celle du regel de la couche active débutant le 19 septembre 2013. Concernant la première période, le tableau 5-18 indique que le volume d'eau ruisselée simulé dans le cas d'un scénario avec pergélisol est supérieur au cas du scénario sans pergélisol de 8,2%. En effet, dans le cas de la simulation avec pergélisol la conductivité hydraulique à saturation du sol est nulle pendant l'hiver jusqu'au 31 mai 2013 où elle commence d'augmenter en fonction du taux de dégel du sol pour atteindre une valeur maximale après le dégel total de la couche active à partir du 23 juillet 2013. Par contre, au niveau de la simulation sans pergélisol, la conductivité hydraulique à saturation du sol demeure constante pendant la saison du dégel de la couche active, valant 0,005 cm/h. Pour la même raison, l'augmentation des débits journaliers estimés et du volume de ruissellement est accompagnée d'une baisse de 75% du volume d'eau infiltrée dans le cas d'une simulation avec pergélisol (Tableau 5-18). La figure 5.13 met en relief la période où une différence entre les débits simulés avec et sans pergélisol est constatée. Elle montre que l'influence de la prise en compte de la présence de la couche active lors de la simulation des débits journaliers est éminente durant la période de progression du front de dégel dans le sol que pendant le regel du sol. En effet, la différence maximale entre les débits simulés avec et sans pergélisol durant la première période est de 44,9 m³/s, soit une augmentation de 75,2% du débit par rapport au cas d'une simulation sans pergélisol. Cette différence pourrait être plus importante dans le cas des bassins versants dotés d'un sol perméable dont la conductivité hydraulique à saturation est élevée. La figure 5.12 montre également que l'application de l'approche PHA ne permet pas d'améliorer la simulation.

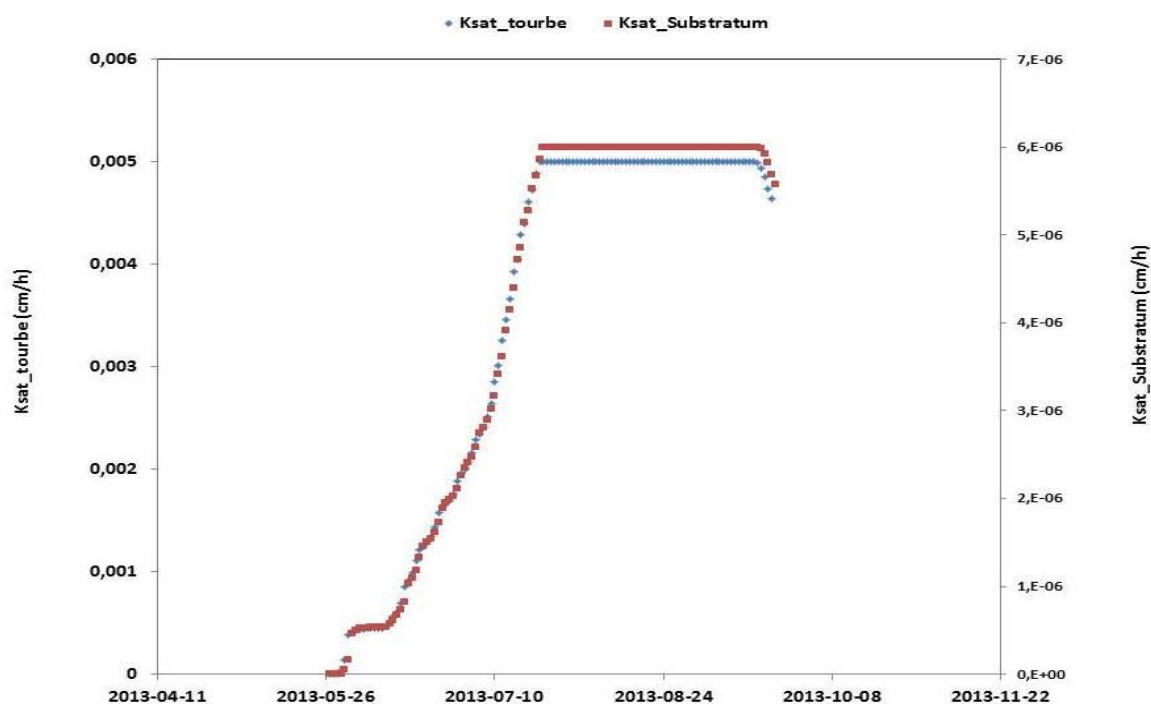


Figure 5-14: Variation de la conductivité hydraulique à saturation du sol estimée à l'aide de PHA

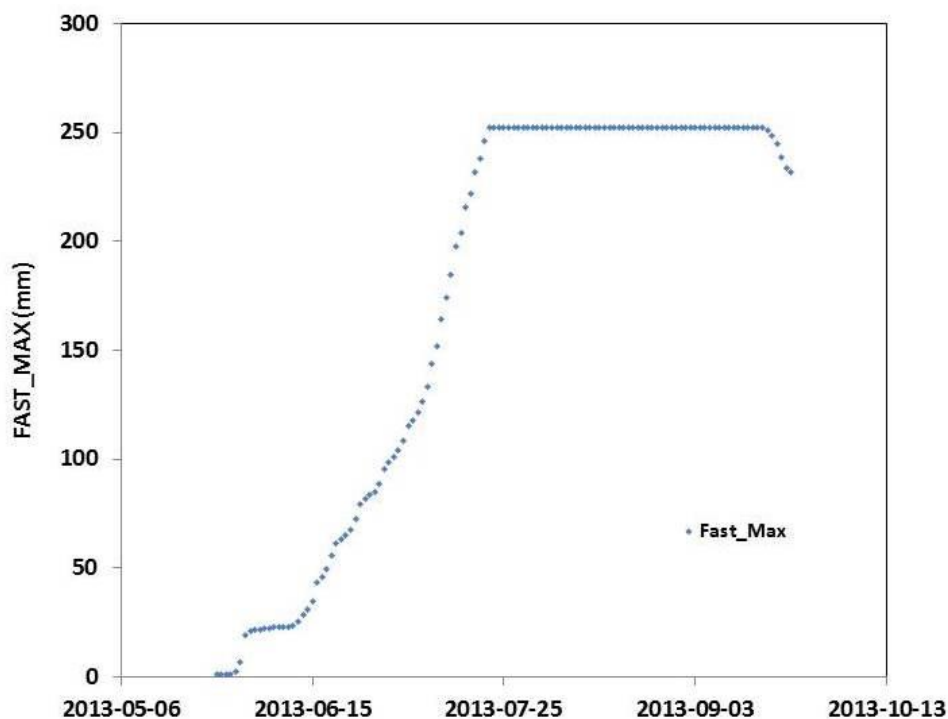


Figure 5-15: FAST_MAX calculé à l'aide de PHA sur la période de mai à octobre 2013

Les figures 5.14 et 5.15 présentent respectivement la variation des conductivités hydrauliques à saturation du sol K_S et la variation du paramètre FAST_MAX durant la période de simulation. La

démarche suivie pour estimer ces deux paramètres hydrologiques est décrite au niveau de la section 3.5. K_s demeure nulle jusqu'à l'arrivée de la saison du dégel durant laquelle elle augmente progressivement pour atteindre sa valeur maximale de 0,005 cm/h dans le cas des tourbes et de 0,000006 cm/h dans le cas du substratum. La variation de FAST_MAX suit la même évolution que K_s . Il est minimal de 1 mm durant la saison du gel et maximal pendant la saison du dégel valant 250 mm.

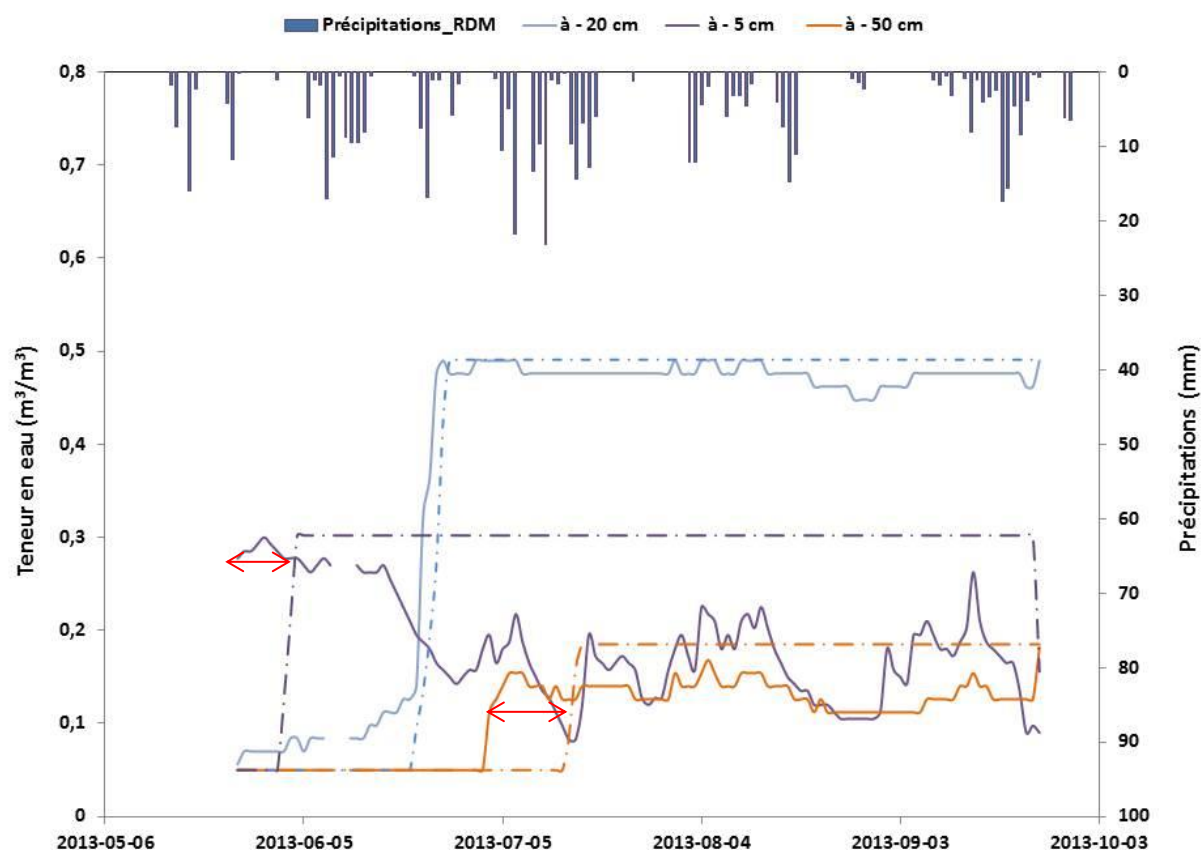


Figure 5-16: Teneurs en eau du sol simulées (lignes discontinues) à l'aide de l'algorithme GD-MAT incorporé au niveau de l'approche PHA et teneurs en eau observées du sol (ligne continue), Wulik-amont

Le dégel d'une couche du sol se traduit principalement par une forte ascension de sa teneur en eau. Au niveau du bassin versant Wulik-amont, les couches du sol situées à - 5 cm, -20 cm et à - 50 cm dégèlent respectivement le 02 juin, le 07 juin et le 15 juillet. Ces dates correspondent exactement aux journées où les teneurs en eau des différentes couches du sol augmentent,

atteignant des valeurs maximales de $0,3 \text{ m}^3/\text{m}^3$, $0,49 \text{ m}^3/\text{m}^3$ et de $0,18 \text{ m}^3/\text{m}^3$ respectivement (Figure 5-16). Donc, la comparaison des profils simulés et observés des teneurs en eau du sol au niveau de la figure 5.16 indique que le front du dégel simulé a mis du retard à atteindre les couches situées à -5 cm et -50 cm. Cette figure montre également que les teneurs en eau simulées à l'aide de GD-MAT maintiennent des valeurs maximales constantes avant le retour de la saison de gel. Ceci est dû au fait que cet algorithme ne prend pas en considération les pertes ou gains en eau du sol par évaporation ou précipitations.

Finalement, le temps de calcul consommé par l'approche PHA lors de la modélisation hydrologique du bassin versant Wulik-amont sur la période s'étendant du 26 mai à 23 septembre est de 21 minutes. Rappelons que la zone d'étude est représentée par un maillage régulier dont la taille de chaque grille est de 500 m x 500 m et dont le nombre de mailles est de 7572. Le pas de temps de l'approche PHA est de 24h.

5.7 Conclusion

Le présent chapitre présente dans un premier temps une étude détaillée de la modélisation du comportement hydrologique du bassin versant Wulik-amont à l'aide du système GSSHA. Ensuite, l'outil PHA proposé pour répondre à l'objectif général de la recherche est appliqué au bassin versant amont-Wulik. L'analyse menée le long de ce chapitre a permis d'établir les conclusions suivantes.

- Le volume d'eau du ruissellement évalué en utilisant le système GSSHA est sensible à la rugosité du terrain R_f . Il est moyennement sensible à la conductivité hydraulique du sol K_s . Il est peu sensible à la teneur initiale du sol et insensible à l'épaisseur du sol actif.
- Les débits de pointe estimés en employant le système GSSHA sont sensibles au coefficient de rugosité de Manning n_m caractérisant les parois des cours d'eau. Lorsque n_m augmente les débits de pointe baissent et vice versa.
- La teneur en eau initiale du sol et l'épaisseur du sol actif agissent essentiellement sur le volume d'eau évaporée à partir de la matrice du sol ainsi que sur l'eau drainée vers la zone saturée.
- L'approche PHA permet de mettre en évidence l'impact de prendre en considération ou non la présence du pergélisol. Elle propose également une manière d'intégrer la variation de la profondeur du gel/dégel du sol au niveau de l'évaluation du bilan hydrique d'une zone de pergélisol. Elle permet aussi de réduire le temps de calcul consommé lors d'une modélisation hydrologique d'un bassin versant situé en zone de pergélisol.

CHAPITRE 6 CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS

L'objectif général de recherche du présent projet était de proposer une approche de modélisation hydrologique réduisant le temps de simulation du comportement hydrologique des zones de pergélisol. Pour ce faire, une caractérisation du comportement hydrologique des zones de pergélisol a été effectuée dans un premier temps. Ainsi, l'objectif 1 sur la caractérisation de l'hydrologie des zones de pergélisol a été atteint. Ensuite une analyse a été menée sur les approches de modélisation de l'évolution spatio-temporelle des fronts de gel/dégel de la couche active. Cette analyse a permis de mettre en place un outil de sélection d'un modèle de calcul de l'épaisseur gelée/dégelée du sol. Donc, l'objectif 2 sur l'établissement de critères de choix d'un modèle de simulation du gel/dégel du sol a été atteint. Par ailleurs, les méthodes d'intégration de la variation de la profondeur du gel/dégel du sol ou de la couche active au niveau de l'évaluation du bilan hydrique des bassins versants situés dans une zone de pergélisol ou du sol gelé ont été également décrites. Finalement un algorithme de calcul de profondeur de gel/dégel dénommé GD-MAT et une méthode de modélisation hydrologique intitulée PHA répondant à l'objectif principal de la recherche ont été mis en place sur base des conclusions établies à la fin de la revue de la littérature. Ainsi, l'objectif 3 sur le développement d'une approche de modélisation hydrologique adaptée aux zones de pergélisol a été atteint.

La simulation du gel/dégel du sol au niveau du site de 'White Pine' à l'aide de l'algorithme GD-MAT a permis d'aboutir à des résultats de qualité moyenne. En effet, l'erreur relative sur le domaine temps-profondeur est de 49%. Par contre, cet algorithme tend à retarder l'avancement du front de dégel dans le cas des sites 'Black Spruce Forest' et 'Aspen Forest' où les erreurs relatives sur les temps-profondeurs sont respectivement 76% et 68%. Ce contraste au niveau des résultats pourrait être lié à la teneur en glace du sol lors du retour de la saison du dégel. Dans le cas de la première étude de cas, la teneur en glace est faible valant $0,043 \text{ m}^3/\text{m}^3$. Elle est en revanche de $0,37 \text{ m}^3/\text{m}^3$ et $0,17 \text{ m}^3/\text{m}^3$ respectivement pour la deuxième et la troisième études. Par ailleurs, l'application de GD-MAT au site de 'White Pine' fournit des résultats meilleurs que l'algorithme unidirectionnel de Stefan.

L'approche PHA propose une méthode d'intégration de la variation de la profondeur du gel/dégel au niveau du bilan hydrique d'une zone de pergélisol, en utilisant un modèle hydrologique usuel. Cette approche a permis de réduire le temps de simulation, grâce à l'utilisation d'une méthode

analytique approximative de modélisation du gel/dégel du sol. En effet, le temps de calcul consommé par l'approche PHA lors de la modélisation hydrologique du bassin versant Wulik-amont sur la période s'étendant du 26 mai à 23 septembre est de 21 minutes. La zone d'étude était représentée par un maillage régulier dont la taille de chaque cellule est de 500m x 500m et dont le nombre de mailles est de 7572. Le pas de temps de l'approche PHA est de 24h. Ainsi, l'hypothèse 2 sur l'avantage de l'utilisation d'une méthode analytique approximative pour la simulation du gel/dégel du sol pour réduire son temps de calcul a été vérifiée et acceptée.

Par ailleurs, l'application de l'approche PHA au bassin versant Wulik-amont a démontré que la prise en considération de la présence de la couche active dans la modélisation hydrologique de Wulik-amont conduit à une augmentation de volume de ruissellement de 8,2% et une diminution de volume d'infiltration de 75% sur la période de 26 mai au 23 juillet 2013. Donc, l'hypothèse 3 a été vérifiée. Le tableau 6-1 résume les avantages et les limites de l'approche PHA.

Tableau 6-1: Avantages et limites de l'approche PHA

Avantages	Limites
<ul style="list-style-type: none"> ▪ Réduction du temps de calcul consommé par une modélisation hydrologique d'une zone de pergélisol. ▪ Disponibilité d'un module de calcul de profondeur du gel/dégel du sol. ▪ Intégration de l'estimation de la variation des teneurs en eau/glace du sol à différentes profondeurs au module de pergélisol. ▪ Flexibilité d'utilisation avec d'autres modèles hydrologiques usuels tels que HEC-HMS. 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Homogénéité des propriétés du sol sur toute la superficie du bassin versant. ▪ Modélisation de précision moyenne du gel/dégel du sol en particulier dans le cas de sols humides. ▪ Négligence des pertes ou gains en eau lors de l'estimation des teneurs en eau du sol à différentes profondeurs ▪ Connaissance au préalable de la profondeur maximale du gel/dégel de la couche active.

6.1 Contributions

6.1.1 Contributions à la recherche et au développement

- Proposition de critères de choix d'une approche approximative analytique de modélisation de l'évaluation spatio-temporelle de l'épaisseur de la couche active. Ces critères constituent un outil d'aide à la décision permettant de sélectionner une approche de modélisation du pergélisol adéquate au besoin de l'utilisateur.
- Développement d'un algorithme dénommé GD-MAT, fondé sur l'algorithme unidirectionnel de Stefan, permettant d'évaluer l'évolution spatiotemporelle du gel/dégel de la couche active et fournir une estimation des teneurs en eau à des profondeurs distinctes en fonction du gel/dégel de sol.

- Mise en place d'une approche de modélisation hydrologique appelée PHA basée sur la liaison du système GSSHA à l'algorithme GD-MAT. La valeur ajoutée de cette approche consiste en sa capacité d'intégrer la variation de la profondeur du gel/dégel de la couche active au niveau de l'évaluation du bilan hydrique, dans le cas d'une modélisation du comportement hydrologique d'une zone de pergélisol.
- Établissement d'un modèle hydrologique pour le bassin versant Wulik-amont situé en Alaska.

6.1.2 Article soumis dans une revue

- Houssa, F., Batchabani, E., Bouazza, Z. and Fuamba, M. (2015). Hydrological modeling of permafrost areas : Critical review of literature and perspectives. Journal of Hydrologic Engineering, Submitted.

6.1.3 Présentation dans une conférence

- Houssa, F., Bouazza, Z. and Fuamba, M. (2014). Dynamic hydrological modeling of permafrost watersheds using PHM model. Poster session presented at: Arctic Change 2014 Conference ; 2014 December 8-12 ; Ottawa ; Canada.

6.1.4 Articles publiés dans une revue

- Houssa, F., Lamothe, G., and Fuamba, M. (2014). Discussion of "How to Select a Reference Basin in the Ungauged Regions". Journal of Hydrologic Engineering, 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001109 , 07014013.
- Makwiza, C., Fuamba, M., Houssa, F., and Jacobs, H. E. (2015). A conceptual theoretical framework to integrally assess the possible impacts of climate change on domestic irrigation water use. Water SA, 41(5), 586-593.

6.2 Recommandation

Pour la suite du travail nous proposons les principales recommandations suivantes :

- Améliorer la performance de l'algorithme GD-MAT en intégrant la modélisation de l'avancement du gel/dégel du sol de la base de la couche active vers la surface du sol. Ceci permettrait d'éviter le retard d'avancement du front du gel/dégel se produisant lors du retour de la saison d'hiver ou d'été.
- Coupler entièrement le modèle hydrologique GSSHA à l'algorithme GD-MAT. La version actuelle de l'approche PHA constitue une liaison unilatérale de l'algorithme GD-MAT au modèle GSSHA, où les profondeurs du gel/dégel du sol sont déterminées par le premier outil puis intégrées dans le modèle hydrologique. Le deuxième sens de liaison serait via l'estimation des teneurs en eau du sol à l'aide de GSSHA. Ces valeurs de teneur seraient envoyées à l'algorithme GD-MAT pour calculer les profondeurs du gel/dégel. De cette manière, les pertes et gains en eau du sol seraient alors pris en considération lors de l'estimation des teneurs en eau du sol à différentes profondeurs à l'aide de GD-MAT.
- Appliquer l'outil PHA à un bassin versant caractérisé par une capacité d'infiltration importante. Il est recommandé que la zone d'étude dispose d'une quantité de données suffisantes, en particulier, une description fine des propriétés du sol à différentes profondeurs du sol.
- Effectuer une étude de sensibilité détaillée de l'algorithme GD-MAT.
- Utiliser une relation à base physique ou expérimentale, liant la profondeur du front de gel/dégel à la conductivité hydraulique à saturation du sol.

RÉFÉRENCES

- ACRC. (1917). Climate Data From the Alaska Climate Research Center. from <http://climate.gi.alaska.edu/>
- Ancil, F., Rousselle, J., & Lauzon, N. (2012). *Hydrologie: cheminements de l'eau*: Presses inter Polytechnique.
- Anisimov, O., & Nelson, F. (1997). PERMAFROST ZONATION AND CLIMATE CHANGE IN THE NORTHERN HEMISPHERE: RESULTS FROM TRANSIENT GENERAL CIRCULATION MODELS. *Climatic Change*, 35(2), 241-258. doi: 10.1023/a:1005315409698
- Anisimov, O. A., & Nelson, F. E. (1996). Permafrost distribution in the Northern Hemisphere under scenarios of climatic change. *Global and Planetary Change*, 14(1–2), 59-72. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0921-8181\(96\)00002-1](http://dx.doi.org/10.1016/0921-8181(96)00002-1)
- Bevington, A. R. (2015). Towards a TTOP-Model of Permafrost Distribution for Three Areas in Yukon and Northern British Columbia.
- Bird, R. B., Stewart, W. E., & Lightfoot, E. N. (2007). *Transport phenomena*: John Wiley & Sons.
- Bonnaventure, P. P., & Lamoureux, S. F. (2013). The active layer: A conceptual review of monitoring, modelling techniques and changes in a warming climate. *Progress in Physical Geography*, 0309133313478314.
- Borah, D., & Bera, M. (2003). Watershed-scale hydrologic and nonpoint-source pollution models: Review of mathematical bases. *Transactions of the ASAE*, 46(6), 1553-1566.
- Bosson, E., Sabel, U., Gustafsson, L. G., Sassner, M., & Destouni, G. (2012). Influences of shifts in climate, landscape, and permafrost on terrestrial hydrology. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 117(D5).
- Bosson, E., Selroos, J.-O., Stigsson, M., Gustafsson, L.-G., & Destouni, G. (2013). Exchange and pathways of deep and shallow groundwater in different climate and permafrost conditions using the Forsmark site, Sweden, as an example catchment. *Hydrogeology Journal*, 21(1), 225-237.
- Bowling, L., Cherkauer, K., & Adam, J. (2008). *Current capabilities in soil thermal representations within a large scale hydrology model*. Paper presented at the 9th International Conference on Permafrost.
- Changwei, X., & Gough, W. A. (2013). A Simple Thaw-Freeze Algorithm for a Multi-Layered Soil using the Stefan Equation. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(3), 252-260.
- Chen, S.-C., Peng, S.-H., & Capart, H. (2007). Two-layer shallow water computation of mud flow intrusions into quiescent water. *Journal of Hydraulic Research*, 45(1), 13-25. doi: 10.1080/00221686.2007.9521739
- Collazzi, E., Ireland, R., & McCoy, G. (1985). Hydrologic reconnaissance of the Wulik River Basin 1982-83. *Products Maps & Other Oversized Sheets Maps & Other Oversized Sheets Sheet 1 Hydrologic reconnaissance of the Wulik River Basin, Alaska 1982-1983, scale 1: 100,000 (13.0 M) Top of Page Department of Natural Resources, Division of*

*Geological & Geophysical Surveys (DGGS) 3354 College Road, Fairbanks, AK 99709
Phone:(907) 451-5000 Fax:(907) 451-5050 Contact DGGS Privacy Copyright State of
Alaska© 2010 Webmaster State of Alaska.*

- Dolnicki, P., Grabiec, M., Puczko, D., Gawor, Ł., Budzik, T., & Klementowski, J. (2013). Variability of temperature and thickness of permafrost active layer at coastal sites of Svalbard. *Polish Polar Research*, 34(4), 353-374.
- Downer, C., Johnson, B., Ogden, F., & Meselhe, E. (2000). Advances in physically based hydrologic modeling with CASC2D. *Proceedings of Watershed Management and Operations Management*, 105, 48.
- Downer, C. W. (2008). Demonstration of GSSHA hydrology at goodwin creek experimental watershed: DTIC Document.
- Downer, C. W., & Ogden, F. L. (2004). GSSHA: Model to simulate diverse stream flow producing processes. *Journal of Hydrologic Engineering*, 9(3), 161-174.
- Downer, C. W., & Ogden, F. L. (2006). Gridded Surface Subsurface Hydrologic Analysis (GSSHA) User's Manual; Version 1.43 for Watershed Modeling System 6.1: DTIC Document.
- Downer, C. W., Ogden, F. L., & Byrd, A. R. (2008). GSSHAWIKI User's Manual, Gridded Surface Subsurface Hydrologic Analysis Version 4.0 for WMS 8.1: Engineer Research and Development Center, Vicksburg, Mississippi. .
- Duan, Q., Sorooshian, S., & Gupta, V. (1992). Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water resources research*, 28(4), 1015-1031.
- ERDC, U. A. E. R. a. D. C. (2011, 2014). GSSHA™ Wiki. *Conceptual Groundwater*. Retrieved 01 Janvier 2015, from <http://www.gsshawiki.com/>
- Flerchinger, G. (2000). The Simultaneous Heat and Water (SHAW) Model: Technical Documentation (N. W. R. Center, Trans.). Boise, Idaho: USDA Agricultural Research Service.
- Flerchinger, G., & Saxton, K. (1989). Simultaneous heat and water model of a freezing snow-residue-soil system I. Theory and development. *Trans. ASAE*, 32(2), 565-571.
- Follum, M., & Downer, C. (2014). *Conceptual Groundwater Model Explanation*.
- Fox, J. D. (1976). *A frost hydrology model of vegetation-streamflow relations* (Ph.D), University of Washington, Seattle.
- Fox, J. D. (1992). Incorporating freeze-thaw calculations into a water balance model. *Water resources research*, 28(9), 2229-2244.
- Gnouma, R. (2006). *Aide à la calibration d 'un modèle hydrologique distribué au moyen d 'une analyse des processus hydrologiques: application au bassin versant de l 'Yzeron*. INSA de Lyon.
- Granger, R., Gray, D., & Dyck, G. (1984). Snowmelt infiltration to frozen prairie soils. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21(6), 669-677.
- Gray, D., Landine, P., & Granger, R. (1985). Simulating infiltration into frozen prairie soils in streamflow models. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(3), 464-472.

- Gray, D., Toth, B., Zhao, L., Pomeroy, J., & Granger, R. (2001). Estimating areal snowmelt infiltration into frozen soils. *Hydrological Processes*, 15(16), 3095-3111.
- Green, W. H., & Ampt, G. (1911). Studies on soil physics, 1. The flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci*, 4(1), 1-24.
- Guymon, G. L. (1975). Soil-moisture-temperature for Alaskan lowland. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, 101(3), 187-199.
- Hingray, B., Picouet, C., & Musy, A. (2009). *Hydrologie 2-Une science pour l'ingénieur*: PPUR presses polytechniques.
- Hinzman, L. D., Goering, D. J., & Kane, D. L. (1998). A distributed thermal model for calculating soil temperature profiles and depth of thaw in permafrost regions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D22), 28975-28991. doi: 10.1029/98jd01731
- Hinzman, L. D., & Kane, D. L. (1992). Potential response of an Arctic watershed during a period of global warming. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 97(D3), 2811-2820. doi: 10.1029/91jd01752
- Hoelzle, M., Mittaz, C., Etzelmüller, B., & Haeberli, W. (2001). Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas: an overview of current developments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1), 53-68. doi: 10.1002/ppp.385
- Jankowsky, S., Branger, F., Braud, I., Rodriguez, F., Debionne, S., & Viallet, P. (2014). Assessing anthropogenic influence on the hydrology of small peri-urban catchments: Development of the object-oriented PUMMA model by integrating urban and rural hydrological models. *Journal of Hydrology*, 517, 1056-1071.
- Jumikis, A. R. (1977). Thermal Geotechnics, Rutgers Uni. Press, New Brunswick, 277, 303.
- Kampf, S. K., & Burges, S. J. (2007). A framework for classifying and comparing distributed hillslope and catchment hydrologic models. *Water resources research*, 43(5).
- Kane, D. L., Hinzman, L. D., & Zarling, J. P. (1991). Thermal response of the active layer to climatic warming in a permafrost environment. *Cold Regions Science and Technology*, 19(2), 111-122.
- Koren, V., Smith, M., Cui, Z., & Cosgrove, B. (2011). Physically-Based Modifications to the Sacramento Soil Moisture Accounting Model: Modeling the Effects of Frozen Ground on the Rainfall-Runoff Process: U.S. Department of Commerce .NOAA. National Weather Service.
- Kurylyk, B. L. (2015). Discussion of 'A Simple Thaw-Freeze Algorithm for a Multi-Layered Soil using the Stefan Equation' by Xie and Gough (2013). *Permafrost and Periglacial Processes*.
- Li, Q., Sun, S., & Xue, Y. (2010). Analyses and development of a hierarchy of frozen soil models for cold region study. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 115(D3).
- Lunardini, V. J. (1981). *Heat transfer in cold climates*: Van Nostrand Reinhold Company New York.

- Marchandise, A. (2007). *Modélisation hydrologique distribuée sur le Gardon d'Anduze; étude comparative de différents modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques*. Université Montpellier II.
- Marchenko, S., Romanovsky, V., & Tipenko, G. (2008). *Numerical modeling of spatial permafrost dynamics in Alaska*. Paper presented at the Proceedings of the ninth international conference on permafrost.
- Maxwell, M. R., Kollet, S., & Chow, T. (2006). Coupled Groundwater Surfacewater Landsurface Mesoscale Modeling in High Performance Computing for Hydrological Sciences (pp. 3-7): Consortium of Universities for the Advancement of Hydrologic Science
- McCarty Jr, J. A. (2013). *Long-term Simulation in Parley's Canyon Using GSSHA*. Brigham Young University.
- Ming-ko, W., & Zhaojun, X. (1996). Effects of hydrology on the thermal conditions of the active layer. *Nordic Hydrology*, 27(1-2), 129-142.
- Ming-ko Woo, M. M. e. S. L. S. (2006). Simulating Active Layer Thaw in a Boreal Environment. *Geographie physique et Quaternaire*, 60(1), 9-17. doi: 10.7202/016361ar
- Mölders, N., & Romanovsky, V. E. (2006). Long-term evaluation of the Hydro-Thermodynamic Soil-Vegetation Scheme's frozen ground/permafrost component using observations at Barrow, Alaska. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 111(D4).
- Monteith, J. (1965). *Evaporation and environment*. Paper presented at the Symp. Soc. Exp. Biol.
- Monteith, J. (1981). Evaporation and surface temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 107(451), 1-27.
- Moriasi, D., Arnold, J., Van Liew, M., Bingner, R., Harmel, R., & Veith, T. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Trans. Asabe*, 50(3), 885-900.
- Nelson, F., & Outcalt, S. (1987). A computational method for prediction and regionalization of permafrost. *Arctic and Alpine Research*, 19(3), 279–288.
- Nelson, F. E. (1986). Permafrost Distribution in Central Canada: Applications of a Climate-Based Predictive Model. *Annals of the Association of American Geographers*, 76(4), 550-569. doi: 10.1111/j.1467-8306.1986.tb00136.x
- Nelson, F. E., Anisimov, O. A., & Shiklomanov, N. I. (2002). Climate Change and Hazard Zonation in the Circum-Arctic Permafrost Regions. *Natural Hazards*, 26(3), 203-225. doi: 10.1023/a:1015612918401
- NRCS, U. (2006). Land resource regions and major land resource areas of the United States, the Caribbean, and the Pacific Basin. *US Department of Agriculture Handbook*, 296.
- Ogden, F. L., & Saghaian, B. (1997). Green and Ampt infiltration with redistribution. *Journal of irrigation and drainage engineering*, 123(5), 386-393.
- Pan, X., You, Y., Roth, K., Guo, L., Wang, X., & Yu, Q. (2014). Mapping Permafrost Features that Influence the Hydrological Processes of a Thermokarst Lake on the Qinghai-Tibet Plateau, China. *Permafrost and Periglacial Processes*, 25(1), 60-68.

- Pomeroy, J., Gray, D., Brown, T., Hedstrom, N., Quinton, W., Granger, R., & Carey, S. (2007). The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence. *Hydrological Processes*, 21(19), 2650-2667.
- Pradhan, N. R., Downer, C. W., Marchenko, S., Liljedahl, A., Douglas, T. A., & Byrd, A. (2013). Development of a coupled framework for simulating interactive effects of frozen soil hydrological dynamics in permafrost regions: DTIC Document.
- Quinton, W. L., & Baltzer, J. L. (2013). Changing surface water systems in the discontinuous permafrost zone: implications for streamflow. *Cold and Mountain Region Hydrological Systems Under Climate Change: Towards Improved Projections*. IAHS Publ, 360, 85-92.
- Raich, J., Rastetter, E., Melillo, J., Kicklighter, D., Steudler, P., Peterson, B., . . . Vörösmarty, C. (1991). Potential net primary productivity in South America: application of a global model. *Ecological Applications*, 399-429.
- Riseborough, D., Shiklomanov, N., Etzelmüller, B., Gruber, S., & Marchenko, S. (2008). Recent advances in permafrost modelling. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(2), 137-156. doi: 10.1002/ppp.615
- Romanovsky, V. E., & Osterkamp, T. E. (1997). Thawing of the Active Layer on the Coastal Plain of the Alaskan Arctic. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8(1), 1-22. doi: 10.1002/(sici)1099-1530(199701)8:1<1::aid-ppp243>3.0.co;2-u
- Sazonova, T., & Romanovsky, V. (2003). A model for regional-scale estimation of temporal and spatial variability of active layer thickness and mean annual ground temperatures. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(2), 125-139.
- Sazonova, T. S., Romanovsky, V. E., Walsh, J. E., & Sergueev, D. O. (2004). Permafrost dynamics in the 20th and 21st centuries along the East Siberian transect. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D1), D01108. doi: 10.1029/2003jd003680
- Schaefer, K., Lantuit, H., Romanovsky, V., & Schuur, E. (2012). Policy implications of warming permafrost.
- Sergei Marchenko , V. R., Gennady Tipenko. (2008). Numerical modeling of spatial permafrost dynamics in Alaska. In *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, 29 June–3 July 2008, Fairbanks, Alaska*. Institute of Northern Engineering, University of Alaska, Fairbanks.
- Smith, M., & Riseborough, D. (1996). Permafrost monitoring and detection of climate change. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7(4), 301-309.
- Soil Survey , S. (2012). Natural Resources Conservation Service, United States Department of Agriculture. Retrieved 13 Janvier, 2014
- Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., . . . Midgley, P. M. (2013). Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change-Abstract for decision-makers: Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat/Intergovernmental Panel on Climate Change-IPCC, C/O World Meteorological Organization, 7bis Avenue de la Paix, CP 2300 CH-1211 Geneva 2 (Switzerland).

- USDA. (2012). Ikalukrok Soil Climate Information. Retrieved 13 Février, 2014, from http://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/ak/soils/surveys/?cid=nrcs142p2_035972
- USGS. (2005). Alaska Annual Data Report Retrieved 12th October, 2014, from http://pubs.usgs.gov/wdr/2005/wdr-ak-05-1/regions/northwest/photo_descr/15747000_04.php
- Woo, M.-K. (2012). *Permafrost hydrology*: Springer.
- Woo, M. k. (1986). Permafrost hydrology in North America 1. *Atmosphere-Ocean*, 24(3), 201-234. doi: 10.1080/07055900.1986.9649248
- Woo, M. k., Arain, M. A., Mollinga, M., & Yi, S. (2004). A two-directional freeze and thaw algorithm for hydrologic and land surface modelling. *Geophysical Research Letters*, 31(12), L12501. doi: 10.1029/2004gl019475
- Wright, J., Duchesne, C., & Côté, M. (2003). *Regional-scale permafrost mapping using the TTOP ground temperature model*. Paper presented at the Proceedings 8th International Conference on Permafrost. Swets and Zeitlinger, Lisse.
- Xia, Z.-j. (1993). *Modelling permafrost hydrology using limited data*.
- Yi, S., McGuire, A. D., Harden, J., Kasischke, E., Manies, K., Hinzman, L., . . . Romanovsky, V. (2009). Interactions between soil thermal and hydrological dynamics in the response of Alaska ecosystems to fire disturbance. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* (2005–2012), 114(G2).
- Yi, S., Wischnewski, K., Langer, M., Muster, S., & Boike, J. (2014). Freeze/thaw processes in complex permafrost landscapes of northern Siberia simulated using the TEM ecosystem model: impact of thermokarst ponds and lakes. *Geoscientific Model Development*, 7(4), 1671-1689.
- Zeweldi, D. A., Gebremichael, M., & Downer, C. W. (2011). On cmorph rainfall for streamflow simulation in a small, hortonian watershed. *Journal of Hydrometeorology*, 12(3), 456-466.
- Zhang, T., Frauenfeld, O. W., Serreze, M. C., Etringer, A., Oelke, C., McCreight, J., . . . Chudinova, S. (2005). Spatial and temporal variability in active layer thickness over the Russian Arctic drainage basin. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D16), D16101. doi: 10.1029/2004jd005642
- Zhao, L., & Gray, D. (1997). A parametric expression for estimating infiltration into frozen soils. *Hydrological Processes*, 11(13), 1761-1775.

ANNEXES

ANNEXE A – VÉRIFICATION DE LA VALIDITÉ DE L'ÉQUATION DE STEFAN AUX SOLS HOMOGÈNES UNIQUEMENT

Le développement mathématique suivant est élaboré en se basant sur l'application de l'équation de Stefan à un sol multicouche proposée par Jumikis (1977, pp 209-2011) et Changwei et al. (2013).

L'équation de Stefan est donnée par la formule suivante (Jumikis, 1977) :

$$x = \sqrt{\frac{2K(\Delta T).t}{Q_L}} \quad (1)$$

Où K désigne la conductivité thermique du sol gelé, $\Delta T = T_1 - T_2$, la différence entre la température de la surface du sol T_2 et la température du sol T_1 , Q_L la chaleur latente de fusion, t la durée de la période de gel du sol et x l'épaisseur du sol gelé.

Soit $N = (\Delta T).t$ représentant la quantité de froid en Degré-Jours disponible. Donc, le froid nécessaire pour geler une couche de sol d'une épaisseur x_1 , caractérisée par une conductivité thermique de gel K_1 et une chaleur latente Q_{L1} est donné par l'équation 2 :

$$N_1 = \frac{x_1^2 \cdot Q_{L1}}{2K_1} \quad (2)$$

Soit une colonne de sol subdivisée en n couches et dont le profil est présenté au niveau de la figure A.1.

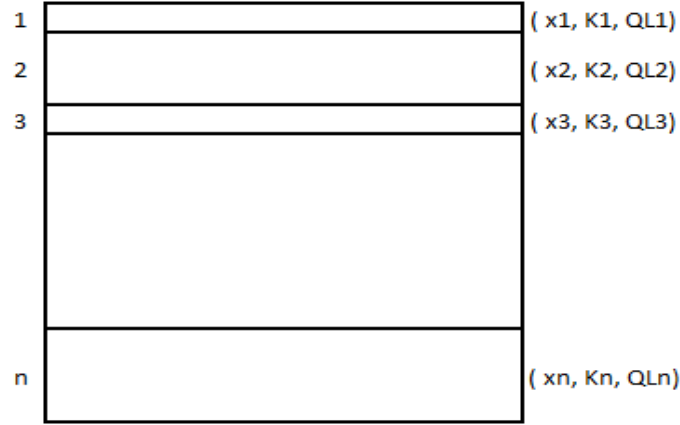


Figure A.1 : Exemple de profil d'un sol multicouche

Le froid nécessaire pour geler la première et la deuxième couches de la colonne du sol est donné par l'équation (3) :

$$N = \frac{(x_1 + x_2)^2 \cdot Q_{Leq}}{2K_{eq}} \quad (3)$$

Où Q_{Leq} et K_{eq} sont respectivement la chaleur latente équivalente et la conductivité thermique du gel équivalente caractérisant la partie du sol composée de la première et la deuxième couches du sol.

Supposons que **les deux premières couches de la colonne du sol sont homogènes**, nous aurons alors $Q_{L1} = Q_{L2} = Q_{Leq} = Q_L$ et $K_1 = K_2 = K_{eq} = K$. Ainsi,

$$N = \frac{(x_1^2 + 2x_1x_2 + x_2^2) \cdot Q_L}{2K} = \underbrace{\frac{x_1^2 \cdot Q_L}{2K}}_{N_I} + x_2 \cdot Q_L \left(\frac{x_2}{2K} + \frac{x_1}{K} \right) \quad (4)$$

Où N_I est le froid nécessaire pour geler uniquement la première couche de la colonne du sol. Par conséquent, le froid nécessaire pour geler la couche du sol numéro 2 est donné par l'équation 5:

$$N_2 = x_2 \cdot Q_L \left(\frac{x_2}{2K} + \frac{x_1}{K} \right) = x_2 \cdot Q_L \left(R_1 + \frac{R_2}{2} \right) \quad (5)$$

Où $R_i = \frac{x_i}{K_i}$ est la résistance thermique de la $i^{\text{ème}}$ couche du sol.

De la même manière, le froid nécessaire pour geler la troisième couche du sol est donné par l'équation 6 :

$$N_3 = x_3 \cdot Q_L \left(R_1 + R_2 + \frac{R_3}{2} \right) \quad (6)$$

Ainsi, d'une manière générale, le froid nécessaire pour geler la $n^{\text{ème}}$ couche du sol est donné par l'équation 7 :

$$N_n = x_n \cdot Q_L \left(\sum_{i=1}^{n-1} R_i + \frac{R_n}{2} \right) \quad (7)$$

Finalement, le développement mathématique décrit au-dessus souligne que c'est l'hypothèse d'homogénéité du sol qui permet d'aboutir à l'expression de N_n telle qu'a été proposée par Jumikis (1977).